Földtani Közlöny 142/4

Földtani Közlöny



142/4

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2012

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató



Tartalom — Contents

Első borító: Miocén konglomerátum Gyűrűfűi Riolit kavicsának vékonycsiszolata keresztezett nikolok között (Fotó: KONRÁD Gyula). Hátsó borító: Durvakristályos mészkőboudinek körül meghajló kifejlett foliáció triász mészkőben (Fotó: KÖVÉR Szilvia).

Budapest, 2012 ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemény terjedelme maximum 4 nyomtatott oldal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezéshez elvárt egy részletes angol nyelvű összefoglaló. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) pdf formátumban — lemezen vagy hálózaton keresztül - kell benyújtani. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára.

A Szerkesztőbizottság a cikket, indoklással, lektoráltatás nélkül is elutasíthatja. Elfogadás esetén a Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A lektorálásra 3 hét áll rendelkezésre. A harmadik lektor egy elfogadó és egy elutasító vélemény, (vagy elmaradó lektorálás) esetén kapja meg a kéziratot, amennyiben a szerkesztőbizottság így dönt, miután mérlegelte az elutasítás, ill. a további lektoráltatás lehetőségét.

A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot. A szöveget word fájlban az ábrákat és táblázatokat külön-külön fájlban, megfelelő formátumban (l. később), elektronikusan. A teljes anyagból 1 példány nyomatot is kérünk. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3,** 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr. kiterjesztéssel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros.olga@mfgi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/4, 313–320., Budapest, 2012

Néhai KOVÁCS Lajos professzor Mecsek hegységi középső-jura ammoniteszei

GALÁCZ András

ELTE Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C; galacz@ludens.elte.hu

The Middle Jurassic ammonites of the Mecsek Mts (South Hungary) in the collection of the late Professor Lajos KOVÁCS

Abstract

The late Lajos KOVÁCS, former professor at the University of Miskolc, made field studies in the Mecsek Mts in 1949, and he gathered a modest collection of fossils — mainly ammonites — from the characteristic red, nodular limestone of the Middle Jurassic. In 1953 he published a short paper about the results of his studies, with the conclusion that the ammonites indicate the age of the limestone as mainly Bathonian, while Early Callovian is also represented. In 2011 his collection became available and this resulted in a revision of his original conclusion. The re-investigation ascertained that the ammonites, understood formerly as of Lower Callovian, could be determined as belonging to Bathonian genera and species. The careful studies carried out on the collection of L. KOVÁCS supported the previous stratigraphic conclusion that, on the basis of all the hitherto known fossils, the red nodular Middle Jurassic limestone of the Mecsek Mts belongs only into the Bathonian.

Keywords: Mecsek Mts, Middle Jurassic, Bathonian, stratigraphy, ammonites

Összefoglalás

Néhai KOVÁCS Lajos, a Miskolci Egyetem 1978-ban elhunyt professzora 1949-ben végzett terepi vizsgálatai során ősmaradványokat, zömmel ammoniteszeket gyűjtött a Mecsek hegység jellegzetes, vörös, gumós dogger mészkövéből. Az anyagot megvizsgálva 1953-ban publikációban ismertette az eredményeket, többek között azt, hogy egyes példányai a képződmény bath mellett kora-callovi korára utalnak. A teljes gyűjtemény 2011-ben hozzáférhetővé vált, és átvizsgálásával kiderült, hogy pontos meghatározás alapján az alsó-callovinak vélt ammoniteszek is bath fajokba vagy genusokba sorolhatók, tehát ez az anyag is alátámasztja, hogy a kérdéses kőzet csak a bath emeletbe tartozik.

Tárgyszavak: Mecsek hegység, középső-jura, bath, sztratigráfia, ammoniteszek

Bevezetés

A Mecsek hegységi jura képződmények ősmaradványokban leggazdagabb, és a hegység keleti részében sok helyen a felszínre bukkanó eleme a középső-jura vörös, gumós, agyagos mészkő, litosztratigráfiai nevén az Óbányai Mészkő Formáció. Ammonitesz-faunáját, amit a kőzetből kikerülő leggyakoribb maradványok alkotnak, már a kezdetekben nagy figyelem kísérte: HOFMANN Károly gyűjtése és saját terepi vizsgálatai alapján ezekből írta akadémiai székfoglalóját BÖCKH János (1880, 1881). VADÁSZ Elemér Mecsek-monográfiájában (VADÁSZ 1935) kitüntetett figyelmet szentelt a faunának és bőséges faunalistát közölt. A háború után kezdődött mecseki földtani újratérképezés kezdeti éveiben KOVÁCS Lajos liász képződményeket érintő munkája mellett végiglátogatta a bath vörös mészkő számos lelőhelyét, ősmaradványokat gyűjtött, és az ezekre alapított sztratigráfiai eredményeket rövid cikkben ismertette (KOVÁCS 1953). Ezekre a megállapításokra alapultak azok a faunisztikai és sztratigráfiai adatok, amiket a térképező munka eredményeként kiadott térképmagyarázókban és más összefoglalásokban később közöltek (lásd pl. NAGY et al. 1978).

Az 1990-es évek elején a mecseki bath mészkő rétegtani és ammonitesz-sztratigráfiai szempontból revízióra került (GALÁCZ 1995a). A munkálatok körében új gyűjtések alapján feldolgozások készültek számos mikrofauna-csoportról, valamint a kagylók, csigák és a brachiopodák mellett az ammoniteszekről (GALÁCZ 1995b). Sajnos a munka során

sem KOVÁCS Lajos gyűjteménye, sem HETÉNYI Rudolf, a Magyar Állami Földtani Intézetben a mecseki felvételezést irányító geológus által gyűjtött anyag nem volt hozzáférhető, így az azokra vonatkozó szakirodalmi említéseket érdemben nem lehetett felülvizsgálni.

2011-ben a Miskolci Egyetem az ELTE Természettudományi Múzeuma számára átadott a gyűjteményéből számos, számukra kevéssé érdekes ősmaradványt, köztük — mint az áttekintés során kiderült — KOVÁCS Lajos 1949-ben gyűjtött mecseki bath ősmaradványait is. KOVÁCS L. abban az időben a Debreceni Tudományegyetem Ásványtani- és Földtani Intézetének magántanára volt, és nyaranta térképező munkát folytatott a MÁFI megbízásából (NÉMEDI VARGA 1981). A mecseki középső-juráról tett megállapításait tervezte a gyűjtött ammoniteszek részletes leírásával alátámasztani, minden bizonnyal ezért vitte magával az anyagot Miskolcra, az ottani egyetemre történt kinevezésekor. Tervét azonban nem sikerült megvalósítania. E rövid dolgozat munkája elismeréséül, szakértő tevékenységének megörökítéséül készült.

A példányok láthatóan a rutin terepi-térképezési munkálatok során szokásos módon, az egyes kibúvásoknál a kimállott, könnyen hozzáférhető ősmaradványokat összeszedve kerültek begyűjtésre. A legtöbb példány preparálatlan maradt, de KOVÁCS Lajos korábbi érdeklődésének megfelelően egyes *Phylloceras*-típusú példányokat gondosan megtisztított, lóbavonalukat kifestette, majd lelakkozta.

A cédulák tanúsága szerint a közelebbi határozásra BÖCKH 1881-es monográfiája mellett TILL (1910–1911), LÓCZY (1915) és QUENSTEDT „*Der Jura*” c. munkáját (1858) használta.

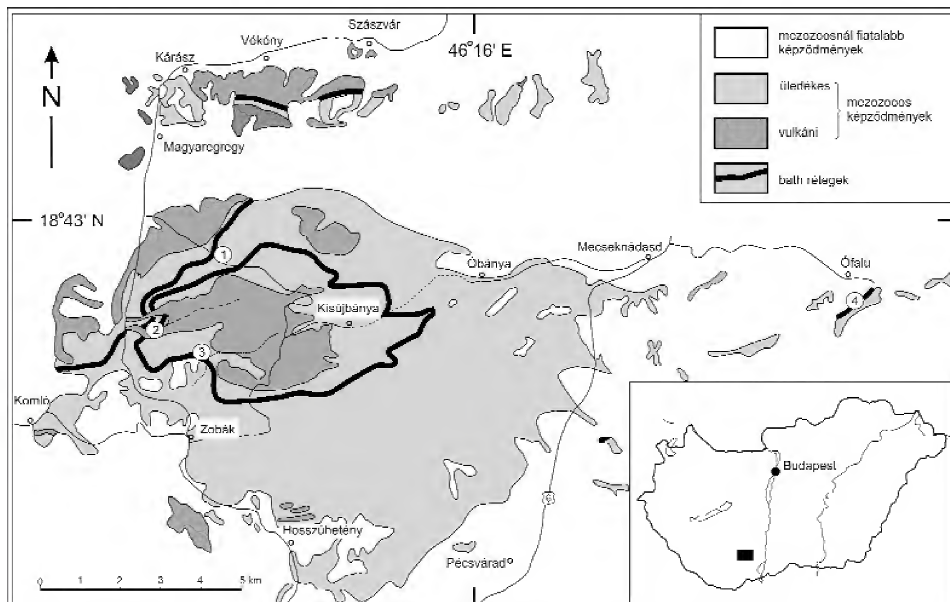
A gyűjtésekkel nem volt igazán szerencséje. Kevés olyan ammoniteszt sikerült gyűjtenie, ami emelet szintnél finomabb rétegtani megállapításra jogosította volna. Az újravizsgálat során lehetett ugyan néhány, alemelet szintű rétegtani határozást lehetővé tevő alakot azonosítani, de mivel a példányok a végig azonos litológiájú bath képződményből nem réteg szerint, sokkal inkább a törmelékből lettek begyűjtve, ezért ezek az információk nem pontosíthatók. Mindent összevéve az anyagnak nem őslénytanisztratigráfiai, inkább történeti jelentősége van.

A gyűjteményről általában

KOVÁCS Lajos idézett cikkében (1953) összesen 97 ősmaradvány példányt említ, a gyűjtemény azonban ennél nagyobb: összesen mintegy 150 darabból áll. Valamennyi gondosan cédulázva, az arra alkalmasnak látszó példányok a megtartási állapot függvényében meghatározva.

A lelőhelyek és az onnan előkerült ammoniteszek

KOVÁCS Lajos láthatóan a BÖCKH János (1881) és VADÁSZ (1935) munkáiban már említett előfordulási helyeket látogatta végig — új lelőhelyet nem talált (1. ábra).



1. ábra. A Keleti-Mecsek egyszerűsített geológiai térképe a vörös gumós bath mészkő szövegben tárgyalt lelőhelyeivel
1 – Márévári-völgy, 2 – Singödör, 3 – Hidasi-völgy, Csurgó, 4 – Ófalu, Szén-völgy

Figure 1. *Simplified geological map of the Eastern Mecsek Mts indicating the localities of the Bathonian red, nodular limestone discussed in the text*
1 – Márévár Valley, 2 – Singödör, 3 – Hidas Valley, 4 – Ófalu, Kohltal

Érdekes, hogy BÖCKH egyik legjobb feltárását, az Óbányai-völgyben található, ún. Vadászmalom melletti lelőhelyet nem kereste fel.

Az észak-mecseki feltolódásos övbe tartozó Szászvári-völgyben csupán néhány *Lytoceras*-töredéket talált, ezek azonban nincsenek az anyagban. Meglehet, nem is tette el ezeket. A Szászvári-völgyhöz közeli Vékényi-völgyben több szerencsével járt, s az így megszerzett példányok az anyagban meg is találhatók. Összesen 13 innen jelzett példány áll rendelkezésre, valamennyi igen rossz megtartású, részben azért, mert erősen préselt, kalciterekkel sűrűn átjárt mészkőből való. Egyik példány sem határozható még genus-szintig sem; KOVÁCS meghatározott példányairól („*Perisphinctes hofmanni* TILL" és „*Perisphinctes balcanensis* LÓCZY") csak annyi állapítható meg, hogy ezek igen rossz megtartású, perisphinctid-típusú ammoniteszek. Nagyon valószínű, hogy a példányok nem is a bath korú, hanem már a felső-jurába tartozó mészkőből származnak. A Kárászi-völgy ammoniteszei (összesen 6 példány) *Phylloceras*- és *Lytoceras*-félék, láthatólag a bath vörös, agyagos mészkő itteni előfordulásából valók.

Márévári-völgy

A Márévári-völgy feltárása (1. ábra, 1) klasszikus lelőhelynek számított, már BÖCKH János is ismertette, HOFMANN Károly innen gyűjtött faunaelemei alapján. VADÁSZ is felsorolja a bath mészkő előfordulásai között (1935, p. 57), mert abban az időben, és még az 1960-as évek végéig, itt a vörös, gumós, agyagos mészkő felett települő táblás, kovás mészkövet egy kis kőfejtőben fejtették, és a feküt is jól feltárták. Az 1990-es években végzett terepi munkálatok idején a feltárás nagyon rossz állapotban volt (GALÁCZ 1995b, p. 118–119), a rétegsor egyes kibukkanó részei között az összefüggés nem volt látható. Csak néhány ammonitesz került elő, amik a középső- és felső-bath meglétére utaltak.

KOVÁCS Lajos is rögzítette a bath rétegek itteni kimozdult helyzetét. Bőséges anyagot gyűjtött (a gyűjtemény 50 innen származó példányt tartalmaz), amiből 10 meghatározott ammonitesz-taxont, továbbá brachiopodákat és kagylókat ismertetett cikkében (p. 90–91). A rétegeket a bath emeletbe helyezte, de az alsó-callovi jelenlétét is feltételezte.

Faunalistája kevés diagnosztikus faj nevét tartalmazza. A *Phylloceras*- és *Lytoceras*-félék a bath faunákban általában előforduló alakok, a „*Perisphinctes* cfr. *lytoceratoides* LÓCZY" néven említett példány egy meghatározhatatlanul rossz megtartású perisphinctid ammonitesz. A *Nannolytoceras tripartitum* (RASPAIL) fajba tartozó példányokat „*Lytoceras* sp. ex aff. *phyllipsi* SOW." és „*L. pygmaeum* D'ORB." néven említi. Faunalistájában nem szerepel, mert meghatározatlanul maradt egy szép *Lissoceras psilodiscus* (SCHLOENBACH) példány, ami azért fontos, mert eddig ez az egyetlen, innen fellelt olyan ammonitesz, ami az alsó-bathra utal (I. tábla 7. ábra). Szintén meghatározás nélküli cédulával szerepel a márévári-völgyi példányok között egy kicsiny phylloceratid, ami közelebbi vizsgálat alapján a *Sowerbyceras* genusba tartozónak bizonyult. Itteni bemutatásával (I. tábla 6. ábra) ez a példány a Magyarországról ismertetett első, bath emeletbeli *Sowerbyceras*. A nemzetség fajaiba tartozó példányok egyébként igen gyakoriak a villányi callovi ammoniteszes pad faunájában (lásd LÓCZY 1915, GÉCZY 1984). Bemutatásra érdemes még egy *Phylloceras obanyaense* példány (I. tábla, 3. ábra), mely a BÖCKH Jánostól újként (BÖCKH 1881, p. 12), az Óbányai-völgyből származó típus alapján leírt fajba tartozik, s amelynek egyéb lelőhelyei között BÖCKH a Márévári-völgyet (nála „Máriavári völgy") is megemlítette.

Síngödör

A Magyaregregytől déli irányba, Zobákpuszta felé haladó fővölgy Márévári-völgytől délre eső első nagyobb mellékvölgye a Síngödör. A bath rétegsor, erősen meggyűrvén, a völgyben több helyen is megjelenik a felszínen (1. ábra, 2), de a patakbevágásban legfeljebb egy-két méteres szakaszai láthatók. KOVÁCS Lajos is hasonló állapotban találta a feltárásokat, amelyek rétegeiből főleg *Phylloceras*-féléket gyűjtött. Ezek közül bemutatásra érdemes itt egy szépen preparált, bár rétegtanilag kevéssé értékes *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL) példány (I. tábla, 4. ábra). Egyéb faunaelemei sem értékelhetők sztratigráfiai szempontból. A „*Perisphinctes lytoceratoides* LÓCZY"-ként említett példány egy meghatározhatatlanul rossz megtartású perisphinctid ammonitesz, az „*Oppelia* sp. indet." valójában egy meghatározhatatlan *Oxycerites*, míg a patakmederből gyűjtött, és számára az alsó-callovira utaló „*Sphaeroceras bullatum* D'ORB." egy bath *Bullatimorphites* belső kanyarulataiból álló példány.

Hidasi-völgy

A Síngödörtől délre a Zobákpuszta felé húzódó völgy következő mellékvölgye a Hidasi-völgy. KOVÁCS Lajos a legtöbb bath ammoniteszt innen, a völgy ún. Csurgóhoz közeli lelőhelyénél gyűjtötte (1. ábra 3). Itt a patak egy néhány méter magas falban tárja fel a bath mészkő nagyjából vízszintes rétegeit. 54 innen gyűjtött ősmaradvány, zömmel ammonitesz szerepel a gyűjteményben, amikről KOVÁCS L. 22 elemet tartalmazó faunalistával, ebben 15 ammonitesszel számolt be (zárójelben a revideált nevek):

Heterophylloceras óbányaense BÖCKH (*Phylloceras* sp.)

Heterophylloceras kudernatschi HAU. (*Phylloceras kudernatschi* HAUER)

Calliphylloceras sp. ex aff. *demidoffi* ROUSS. (*Calliphylloceras disputabile* [ZITTEL])

Holcophylloceras zignodianum D'ORB. (*Holcophylloceras zignodianum* [D'ORBIGNY])

Ptychophylloceras flabellatum NEUM. (*Ptychophylloceras flabellatum* [NEUMAYR])

Lytoceras sp. ex aff. *phillipsi* SOW. (*Nannolytoceras tripartitum* [RASPAIL])

Lytoceras pygmaeum D'ORB. (*Nannolytoceras tripartitum* [RASPAIL])

Lytoceras adeloides KUD. (*Lytoceras* sp.)

Lytoceras sp. ind. ex aff. *adeloides* KUD. (*Lytoceras* sp.)

Perisphinctes wagneri OPP. (?*Bullatimorphites* [?*Sphaeroptychius*] sp. indet.)

Perisphinctes sp. indet. (meghatározhatatlan perisphinctid)

Stephanoceras sp. ind. ex aff. *coronatum* SCHLOTH. (*Cadomites* [*Cadomites*] sp. indet.)

Sphaeroceras ex aff. *microstonum* D'ORB. (*Bullatimorphites* [*Sphaeroptychius*] sp. indet.)

Oppelia sp. ind. (*Oxycerites* sp. indet.)

KOVÁCS a „*Sphaeroceras microstomum* D'ORB." és a „*Lytoceras adeloides* KUD." alapján az alsó-callovi jelenlétét is föltételezte az itteni lelőhelyen. A példányokat átvizsgálva megállapítható, hogy az előbbi alak a bath *Bullatimorphites* egy rossz megtartású microconch fajának képviselője (lásd I. tábla 8. ábra), míg az utóbbi *Lytoceras* — kőbél lévén — fajra nem határozható. A *Lytoceras adeloides* (KUDERNATSCH) faj calloviként értelmezése egyébként abból a téves nézetből fakad, aminek alapján az aldunai Swinitza híres ammonitesz-faunáját, amit még KUDERNATSCH írt le 1852-ben, sokáig callovinak gondolták, holott az a középső-bath alsó részébe tartozik (lásd GALÁCZ 1994).

Komló, Malom-hegy

KOVÁCS Lajos itteni lelőhelyét ismételt terepi bejárások során sem sikerült megtalálni. A leírásában szereplő völgyben az utóbbi években nem folyik patak, így a völgy legmélyebb részeit a völgyoldalakról leomló törmelék teljesen eltemette, szálban álló kőzet nem látható.

KOVÁCS L. jó megtartású ammoniteszeket említ innen, de *Phylloceras*-félék mellett csupán egy *Oppelia* sp. ind. példányt jelez listájában. Ez a példány azonban egy rossz megtartású *Phylloceras*, és a többi 6, innen gyűjtött ammonitesz is az említett *Phylloceras*-félékhez tartozik, vagyis rétegtanilag nem értékelhető. Ugyanakkor a megtartási állapot lényegesen eltér a bath mészkőből előkerülő ammoniteszekétől, amennyiben ezek a példányok szürke-zöldesszürke, kissé kovás mészkőből származnak. Ez a litológia a bath vörös, gumós, agyagos mészkő közvetlen fedőjében több helyen megjelenő mészkőre jellemző. Ezt a képződményt a korábbi revíziós munka során a legalsó-calloviba lehetett sorolni, fenntartva annak lehetőségét, hogy esetleg a már *Macrocephalites*-féléket tartalmazó legfelső-bathba is tartozhat (GALÁCZ 1995b, p. 137).

Ófalu, Szénvölgy

KOVÁCS a régi nevén, Kohltalnak nevezi Ófalu községnek azt a részét, ami BÖCKH János idejében még egy különálló falucska, Eszter része volt. Itt a völgyben futó utca bevágásában található a klasszikus lelőhely, ahonnan VADÁSZ Elemér is mint ismert lelőhelyről gyűjtött ammoniteszeket (1. ábra, 4). Korábban a teljes itteni jura rétegsor ismertetésre került (PATAKY et al. 1983), az ammoniteszfauna és annak rétegtani kiértékelése is megjelent (GALÁCZ 1984), majd a mecseki bath képződmények sztratigráfiai revíziójában a szelvény rétegsora is bemutatásra került (Fig. 7 in GALÁCZ 1995b).

KOVÁCS Lajos gyűjteményében az ófalui Kohltalból 16 példány található, amelyek alapján 1953-as cikkében a következő listát adta (zárójelben a revideált nevek):

Calliphylloceras sp. ex aff. *frechi* PRINZ (*Calliphylloceras disputabile* [NEUMAYR])

Lytoceras tripartitum D'ORB. (*Nannolytoceras tripartitum* [RASPAIL])

Perisphinctes banaticus ZITT. (*Procerites* sp. aff. *P. imitator* BUCKMAN)

Perisphinctes orion OPP. (*Procerites* sp. indet.)

Perisphinctes sp. ex aff. *moorei* OPP. (meghatározhatatlan perisphinctid ammonitesz)

Stephanoceras linguiferum D'ORB. (*Cadomites* [*Cadomites*] *rectelobatus* [HAUER])

Macrocephalites macrocephalus SCHLOTH. (*Morphoceras* sp.)

Cosmoceras sp. ex aff. *globosum* TILL. (*Bullatimorphites* [*B.*] *eszterensis* [BÖCKH]).

KOVÁCS a faunát az alsó-calloviba helyezte a „*Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. fellépése" alapján. Valójában ez egy alsó-bath ammonitesz, tehát a KOVÁCS Lajos gyűjtötte ammoniteszek nem mondanak ellent annak a korábbi megállapításnak, hogy a vörös, gumós, agyagos mészkő rétegei itt is csak a bath emeletbe tartoznak. Mindazonáltal néhány innen származó példány érdemes az ismertetésre.

KOVÁCS L. már említett, munkájában *Macrocephalites*-nek határozott példánya a csak alsó-bath előfordulásokból ismert, de ott szubzóna-jelző értéket képviselő *Morphoceras* genusba tartozik. Sajnos a példány nem teljes, így faji szintű meghatározása nem lehetséges, tehát *Morphoceras* sp.-ként kerül ábrázolásra (I. tábla 2. ábra). Ritkaság, hogy *Lytoceras*-félék teljes, szájadékkal megőrződött példányokként kerüljenek elő. Az ófalui gyűjteményben van egy szép, láthatóan teljes, ezért bemutatásra érdemes *Nannolytoceras tripartitum* (RASPAIL) példány (lásd I. tábla 5. ábra).

Szintén érdemes bemutatni, bár hiányos és elég rossz megtartású, azt a példányt, amit KOVÁCS L. „*Cosmoceras* sp. ex aff. *globosum* TILL.-ként" említ. TILL (1911, p. 23, 3. tábla, 2–4. ábra) a fajt egy olyan ammoniteszre alapította, amiről később kiderült, hogy feltehetőleg nem a villányi, callovi stromatolitos padból, de lehet, hogy nem is Villányból származik, és valószínűleg az alsó-pliensbachi *Liparoceras* nemzetségbe tartozik (AGER & CALLOMON 1971, p. 6). Erre hivatkozva említi a fajt Villányból GÉCZY is (1984, p. 190). KOVÁCS L. ófalui példánya tulajdonképpen BÖCKH János innen leírt (1881, p. 49, pl. 6, fig. 3, pl. 7, fig. 1) fajába, a „*Stephanoceras Eszterense*" = *Bullatimorphites* (*Bullatimorphites*) *eszterensis* fajba tartozik, ami a mecseki középső-bathra jellemző (I. tábla 9. ábra).

Végül pedig feltétlenül ábrázolást érdemel a KOVÁCS Lajos-féle mecseki bath ammonitesz-gyűjtemény legszebb

darabja, a Kohltalból korábban csak töredékesen ismert *Cadomites* (*Cadomites*) *rectelobatus* (HAUER) egy teljes, kitűnő megtartású példánya (I. tábla, 1. ábra), ami rétegtanilag az alsó-bath felső, vagy a középső-bath alsó részét jelzi.

Következtetések

KOVÁCS Lajos professzor Mecsek hegységben gyűjtött középső-jura ammoniteszei elsősorban historikus jelentőségűek. Tanúsítják, hogy rövid idő alatt gyűjtött, szakszerűen kiértékelt ősmaradványok alapot adnak megfelelő rétegtani következtetések levonására, és ezeket érdemes megtenni és publikálni. A mai igényeknek megfelelő, réteg szerinti gyűjtések pontosabb sztratigráfiai meghatározásokat kínálnak, nagyobb anyag gyűjtésével pedig jobban határozható példányok szerzésére is jobb az esély.

A revideált anyag alapján megerősíthető az a korábbi megállapítás (GALÁCZ 1995b), hogy a Mecsekben előforduló vörös, gumós, agyagos mészkő bath korú. A régebbi, alsó-callovira vonatkozó utalások rossz megtartású ősmaradványok meghatározásán, illetve olyan fajok azonosításán alapultak, melyeket korábban a callovi emeletre jellemzőnek gondoltak. Az Óbányai Mészkő Formáció a Keleti-Mecsek KOVÁCS Lajos vizsgálta előfordulásaiban is csak a bath emelet mellett tanúskodó ősmaradványokat szolgáltatott.

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönöm SZENTE István kollégámnak, hogy felhívta figyelmemet az ELTE Természettudományi Múzeumába került gyűjtemény e becses részére. Köszönettel tartozom SZENTESI Zoltánnak, aki az 1. ábra elkészítésével volt segítségemre. Éles szemű lektoraim (FŐZY István és VÖRÖS Attila) segítségét szintén köszönöm.

Irodalom — References

AGER, D.V. & CALLOMON, J.H. 1971: On the Liassic age of the „Bathonian" of Villány (Baranya). — *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis, Sectio Geologica* **14,** 5–16.

BÖCKH J. 1880: Adatok a Mecsekhegység és dombvidéke jurakorbeli lerakódásainak ismeretéhez. I. Stratigraphiai rész. — *Értekezések a Természettudományok Köréből* **10/10,** 1–50.

BÖCKH J. 1881: Adatok a Mecsekhegység és dombvidéke jurakorbeli lerakódásainak ismeretéhez. II. Palaeontologiai rész — *Értekezések a Természettudományok Köréből* **11/9,** 1–107.

GALÁCZ, A. 1984: Ammonites and stratigraphy of the Bathonian at Ófalu, eastern Mecsek Mountains (S Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis, Sectio Geologica* **24,** 167–187.

GALÁCZ, A. 1994: The age of the ammonite fauna from the classic Middle Jurassic locality of Swinitza (Banat, Romania). — *Palaeopelagos, Spec. Publ.* **1,** 167–179.

GALÁCZ, A. (ed.)1995a: Bathonian Fossils from the Mecsek Mountains (Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis, Sectio Geologica* **30,** 1–238.

GALÁCZ, A. 1995b: Ammonite stratigraphy of the Bathonian red limestone of the Mecsek Mts, south Hungary. — In: GALÁCZ, A. (ed.): Bathonian Fossils from the Mecsek Mountains (Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis, Sectio Geologica* **30,** 111–150, 225–230.

GÉCZY, B. 1984: The Jurassic ammonites of Villány. — *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis, Sectio Geologica* **24,** 189–198.

KOVÁCS L. 1953: A Mecsekhegység felső-dogger rétegei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1950**-es évről,* 89–95.

KUDERNATSCH, J. 1852: Die Ammoniten von Swinitza. — *Abhandlungen der k.-k. geologischen Reichsanstalt* **1, 2,** 1–16.

LÓCZY L. 1915: A villányi callovien-ammonitesek monográfiája. — *Geologica Hungarica* **1,** 229–454.

NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I. & FÖLDI M. 1978: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Kisújbánya.* — MÁFI, Budapest, 88 p.

NÉMEDI VARGA Z. 1981: KOVÁCS Lajos élete és munkássága. — *A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei* **30/1–2,** 7–23.

PATAKY N., JÓZSA S. & DUNKL I. 1983: Az ófalui Szén-völgy jura rétegsora. — *Földtani Közlöny* **112/4,** 383–394.

QUENSTEDT, F. A. 1858: *Der Jura.* — Laupp, Tübingen, 842 p., 100 pl.

TILL, A. 1910–11: Die Ammonitenfauna des Kelloway von Villány (Ungarn). — *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich–Ungarns und des Orients* **23,** 175–199, 251–272 (1910), **24,** 1–49 (1911).

VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — *Magyar Tájak Földtani Leírása* **1,** 1–180 + i-xxv.

Kézirat beérkezett: 2012. 05. 10.

I. tábla — Plate I

1. ábra. *Cadomites* (*Cadomites*) *rectelobatus* (HAUER, 1857), Ófalu, Kohltal, alsó- vagy középső-bath (= „*Stephanoceras liguiferum* D'ORB." in KOVÁCS 1953, p. 92).

2. ábra. *Morphoceras* sp., Ófalu, Kohltal, alsó-bath (= „*Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH." in KOVÁCS 1953, p. 92).

3. ábra. *Phylloceras obanyaense* BÖCKH, 1881, Márévári-völgy, bath (= „*Heterophylloceras óbányaense* BÖCKH" in KOVÁCS 1953, p. 90).

4. ábra. *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL, 1868), Síngödör, bath (= „*Calliphylloceras demidoffi* ROUS." in KOVÁCS 1953, p. 91).

5. ábra. *Nannolytoceras tripartitum* (RASPAIL, 1831), Ófalu, Kohltal, alsó-bath (= „*Lytoceras tripartitum* D'ORB." in KOVÁCS 1953, p. 92).

6. ábra. *Sowerbyceras* sp., Márévári-völgy, felső-bath (KOVÁCS L. meghatározatlan példánya).

7. ábra. *Lissoceras psilodiscus* (SCHLOENBACH, 1865), Márévári-völgy, alsó-bath (KOVÁCS L. meghatározatlan példánya).

8. ábra. *Bullatimorphites* (*Sphaeroptychius*) sp. indet., Hidasi-völgy, Csurgó, Középső- vagy felső-bath (= „*Sphaeroceras* ex aff. *microstomum* D'ORB." in KOVÁCS 1953, p. 92),

9. ábra. *Bullatimorphites* (*Bullatimorphites*) *eszterensis* (BÖCKH, 1881), Ófalu, Kohltal, középső- vagy felső-bath (= „*Cosmoceras* sp. ex aff. *globosum* TILL" in KOVÁCS 1953, p. 92).

Valamennyi ábra természetes nagyságban.

Figure 1. *Cadomites* (*Cadomites*) *rectelobatus* (HAUER, 1857), Ófalu, Kohltal, Lower or Middle Bathonian (= "*Stephanoceras liguiferum* D'ORB." in KOVÁCS 1953, p. 92).

Figure 2. *Morphoceras* sp., Ófalu, Kohltal, Lower Bathonian (= "*Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH." in KOVÁCS 1953, p. 92).

Figure 3. *Phylloceras obanyaense* BÖCKH, 1881, Márévár Valley, Bathonian (= "*Heterophylloceras óbányaense* BÖCKH" in KOVÁCS 1953, p. 90).

Figure 4. *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL, 1868), Síngödör, Bathonian (= "*Calliphylloceras demidoffi* ROUS." in KOVÁCS 1953, p. 91).

Figure 5. *Nannolytoceras tripartitum* (RASPAIL, 1831), Ófalu, Kohltal, Lower Bathonian (= "*Lytoceras tripartitum* D'ORB." in KOVÁCS 1953, p. 92).

Figure 6. *Sowerbyceras* sp., Márévár Valley, Upper Bathonian (indetermined specimen of L. KOVÁCS).

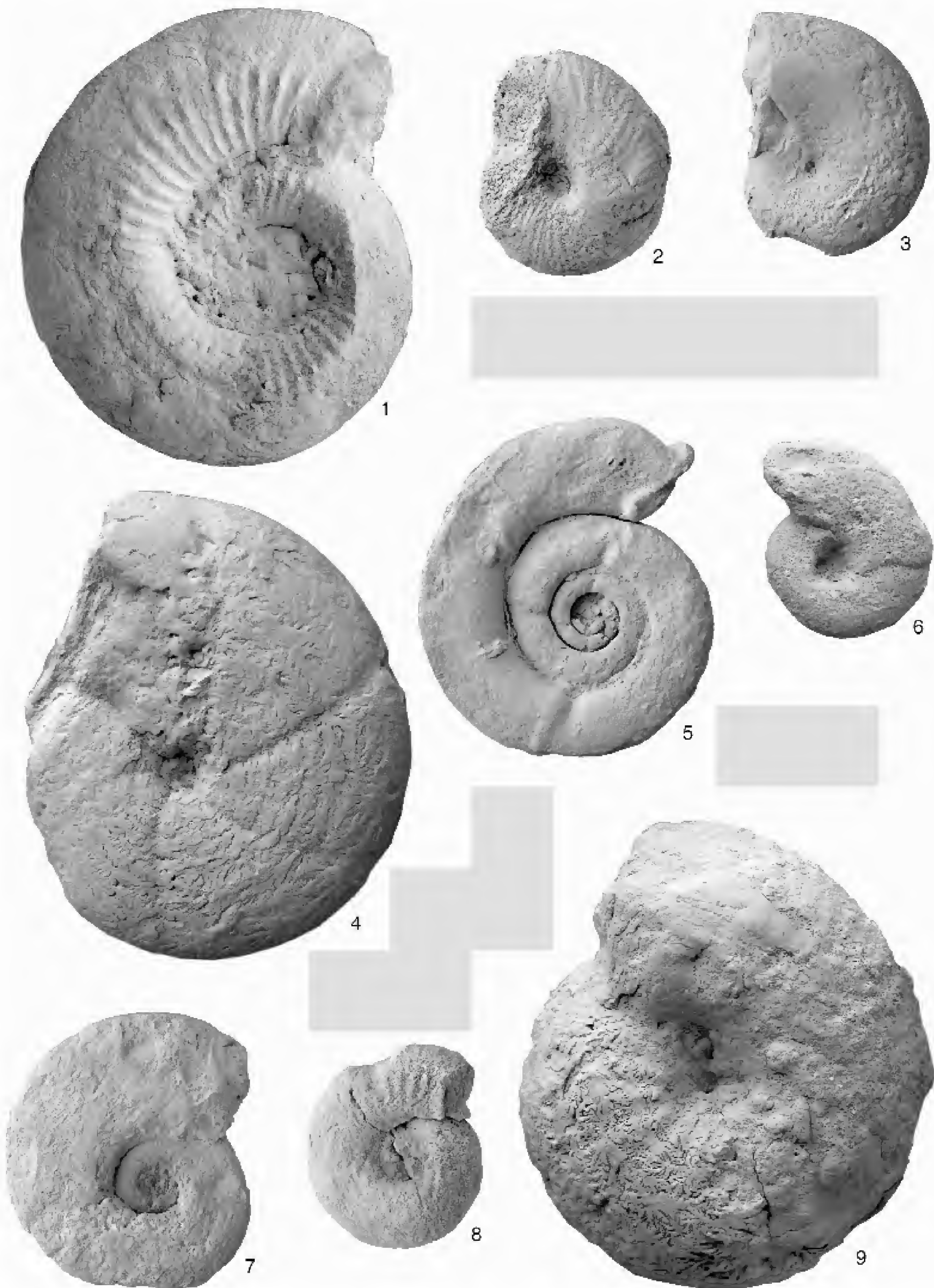
Figure 7. *Lissoceras psilodiscus* (SCHLOENBACH, 1865), Márévár Valley, Lower Bathonian (indetermined specimen of L. KOVÁCS).

Figure 8. *Bullatimorphites* (*Sphaeroptychius*) sp. indet., Hidas Valley, Csurgó, Middle or Upper Bathonian (= "*Sphaeroceras* ex aff. *microstomum* D'ORB." in KOVÁCS 1953, p. 92),

Figure 9. *Bullatimorphites* (*Bullatimorphites*) *eszterensis* (BÖCKH, 1881), Ófalu, Kohltal, Middle or Upper Bathonian (= "*Cosmoceras* sp. ex aff. *globosum* TILL" in KOVÁCS 1953, p. 92).

All figures natural size.

I. tábla — Plate I



Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/4, 321–338., Budapest, 2012

Komplex rátolódások és szerkezetalakulás a szőlősardói Henc-völgy környezetében

HORVÁTH Balázs[1], FODOR László[1, 2], KÖVÉR Szilvia[2]

[1] ELTE TTK Regionális Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C (kyklad@gmail.com)
[2] MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

Complex structural evolution and thrust systems in the Henc Valley near Szőlősardó (Aggtelek–Rudabánya Hills)

Abstract

This paper presents the results of the geological mapping and structural geological analysis done in a small part of the Aggtelek–Rudabánya Hills (Northern Hungary, Figure 1). As a result, cross-sections, a structural map and a geological map were made and these illustrate the pre-Pannonian formations (Figures 2–4). The aim of the work was to understand the age and kinematics of the main tectonic boundaries and to create a comprehensive structural model for their formation. A critical review of previous concepts is also given.

The area is located on the border of the Aggtelek and Rudabánya Hills and is significant for its complicated structures. A total of five structural units we distinguished as follows from top to bottom: Aggtelek nappe, Lászi, Henc, Szőlősardó and Bódva units (Figure 4). Previous models have suggested contrasting interpretations of the Lászi Unit: either below, or above the Aggtelek (Silica) Unit, or as a megabreccia within the Darnó shear zone. The work presented in this paper suggests that all the units were thrust on each other, first to the SE, then to the S. These movements correspond to the D1 and D2 phases of the structural evolution (Figure 7). They could have occurred around 90 Ma, based on the extrapolation of geochronological data from the surrounding areas (KÖVÉR et al. 2009). This deformation could also have involved incipient salt tectonics near Alsótelekes, where Permian – lowermost Triassic gypsum and anhydrite form a dome (ZELENKA et al. 2005); the latter arose from below the Szőlősardó unit. The D2 phase was particularly marked by a young-on-older (out-of-sequence) thrust which formed a duplex in the Henc unit (Figure 3, 10, 11). This type of deformation could have completely rearranged the original nappe stacking and this makes its recognition difficult without carrying out a thorough sedimentological study of Triassic slope deposits. These deposits occur widely in the Lászi Unit, as demonstrated in the Szőlősardó Szől–2 borehole and outcrops (Figures 5, 6).

SE vergent thrusts were reactivated in the early Miocene (before the late Ottnangian) during the D3 phase. The NW–SE compressional direction indicates that the Rudabánya Hills were probably not a positive flower structure at that time. On the other hand, the subsequent D4 phase was a strike-slip event in the late Ottnangian to early Badenian. Left lateral slip could have reactivated earlier thrust planes and contributed to the final shaping of the Alsótelekes gypsum dome. The final D5 phase resulted in normal or oblique-normal faults (Figures 8d, 9) which affected the late Miocene (Pannonian) sediments.

Keywords:Aggtelek–Rudabánya Hills, geological map, slope sediment, nappe, Cretaceous, Miocene

Összefoglalás

Jelen munkában az Aggtelek–Rudabányai-hegység egy kisebb részén, a Henc-völgyben és környékén elvégzett földtani térképezés és szerkezetföldtani elemzés eredményei szerepelnek, melyhez egy, a prekainozoos képződményeket ábrázoló földtani térkép is készült. A munka célja a korábbi eredmények figyelembevételével, de egyúttal értékelésével történt terepi vizsgálatok eredményeinek bemutatása, ezek által pedig átfogó szerkezeti modell készítése a területről. A terület a szoros értelemben vett Aggteleki-hegység és Rudabányai-hegység határán fekszik. A korábbi modellekkel szemben egy valamivel összetettebb szerkezeti képet alkottunk. Összesen öt szerkezeti egységet különböztettünk meg, melyek mai helyzetükben, sorban fentről lefelé a következők: Aggteleki-takaró, Lászi-, Henci-, Szőlősardói- és Bódvai-egység. Ezek legalább öt tektonikai fázis során, a krétától egészen a pliocénig tartó időtartamban nyerték el mai szerkezetüket. A fő áttolódási fázisokban az egységek délkeleti, majd déli irányban tolódtak egymásra. A képet a Henci- és Szőlősardói-egység déli peremén dokumentált sótektonikai mozgások teszik még összetettebbé. Alsótelekes környékén, a Darnó-zónában a miocén elején rátolódásos, a miocén közepén eltolódásos deformáció lépett fel, míg a miocén végén és/vagy a pliocénben egy extenziós deformáció kisebb süllyedéket hozott létre Szőlősardó táján.

Tárgyszavak: Aggtelek–Rudabányai-hegység, földtani térkép, lejtőüledék, takaró, kréta, miocén

Bevezetés

A szőlősardói Henc-völgy és környéke az Aggtelek–Rudabányai-hegység egyik legbonyolultabb részlete. A Szőlősardótól délre feltárt Szőlősardói szerkezeti egység környezetétől részben eltérő kifejlődésű rétegsorával már önmagában is számos kérdést vetett fel a korábbi kutatások során, csakúgy, mint a tőle keletre található, Lászi-forrás környéki képződmények. A terület feltártsági viszonyai nem túl jók: néhány kibukkanástól eltekintve a felszínt pannóniai képződmények borítják.

A vizsgált területről, vagyis a Henc-völgyről és annak közvetlen környezetéről több értekezés is készült. A terület első részletes földtani térképét BALOGH Kálmán és PANTÓ Gábor készítette 1949-ben (BALOGH & PANTÓ 1952). A földtani térképezés második fázisát LESS et al. 1988-ban megjelentetett munkája képviseli, amelyen három korábbi felmérés eredményeit ábrázolták: két, GRILL J. által 1980-ban, illetve egy BALOGH K. által 1978–1983 között felvett adatsort dolgoztak fel. LESS (1998a, b) két további térképet készített az Aggtelek–Rudabányai-hegységről, melyeken természetesen a vizsgált terület is szerepelt. Fejlődéstörténeti összefoglalását és benne szerkezetfejlődési elképzelését 2000-ben tette közzé (LESS 2000). HIPS (2001) cikke szintén tartalmaz egy földtani térképet, mely csupán a perm–alsó-triász képződményekkel foglalkozik részletesen, azokkal azonban tagozat szinten. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység térképéhez tartozó magyarázó összegzi a terület képződményeit és szerkezetfejlődési modellt ad (LESS et al. 2006).

A Henc-völgy szerkezetéről kialakított modell az idők során többször változott. GRILL (1988) a Henc-völgyet felépítő Szőlősardói-egységet és a lászi-forrási Hallstatti Mészkő-testet az északról és délről határoló oldalelmozdulások hatalmas dörzsbreccsa-elemeinek értelmezte, közöttük széles, erősen tektonizált, zavaros szerkezetű zónákkal. A meglehetősen bonyolult felépítést a Darnó-zóna nyugati szétseprűződésével magyarázta. LESS et al. (1988) térképén a Hallstatti Mészkő-testet az Aggteleki-takaró alatti helyzetben ábrázolja, a Szőlősardói-egység esetében nem foglal állást. LESS (1998a,b, 2000) újraértelmezett térképei szerint mind a Szőlősardói-egység, mind a lászi-forrási Hallstatti Mészkőtest takaróroncsok, amik az őket körülvevő, aggteleki kifejlődésbe tartozó, összetett rendszerű képződmények tetején fekszenek. Az 1988-as térképhez utólagosan kiadott magyarázó (LESS et al. 2006) szerint a területet a Darnó-zóna balos jellegű, ÉK–DNy-i irányultságú vízszintes eltolódásai szövik át, a két testet pedig az Aggteleki-takaró tetejére helyezi. A rátolódást a Darnó-zóna menti balos elmozdulás kísérőjelenségének tartja és így korát a miocénbe helyezi.

Jelen kutatás egyik célja a lászi-forrási Hallstatti Mészkő-test és a Szőlősardói-egység, valamint az Aggteleki-takaró egymáshoz való viszonyának tisztázása volt. További feladatot jelentett ezen egységek lehatárolása, határaik minőségének és szerkezeti jellegének meghatározása, a terület struktúrájának modellezése. A harmadikként felmerülő problémakört az alsótelekesi evaporitbánya szolgáltatta. Habár közvetlenül a bányában tapasztaltak alapján készültek szerkezeti feldolgozások (ZELENKA et al. 2005), azok nem kapcsolódtak a környezet szerkezeti felépítéséhez. Jelen mű kísérletet tesz arra, hogy az ottani megfigyeléseket a terület egészére jellemző tektonikai környezetben helyezze el. Az új értelmezés fényében a terület szerkezeti felépítése bonyolult, de alapvetően kréta időszaki rátolódások, duplexek jellemzik. A Darnó-zónába eső szerkezetek kismértékben felújultak a miocénben is. A szerkezeti képet a késő-miocén–pliocén töréses deformáció is komplikálja: a vetők mentén lesüllyedt pannóniai képződmények számos korábbi szerkezeti határt fednek le vagy módosítanak.

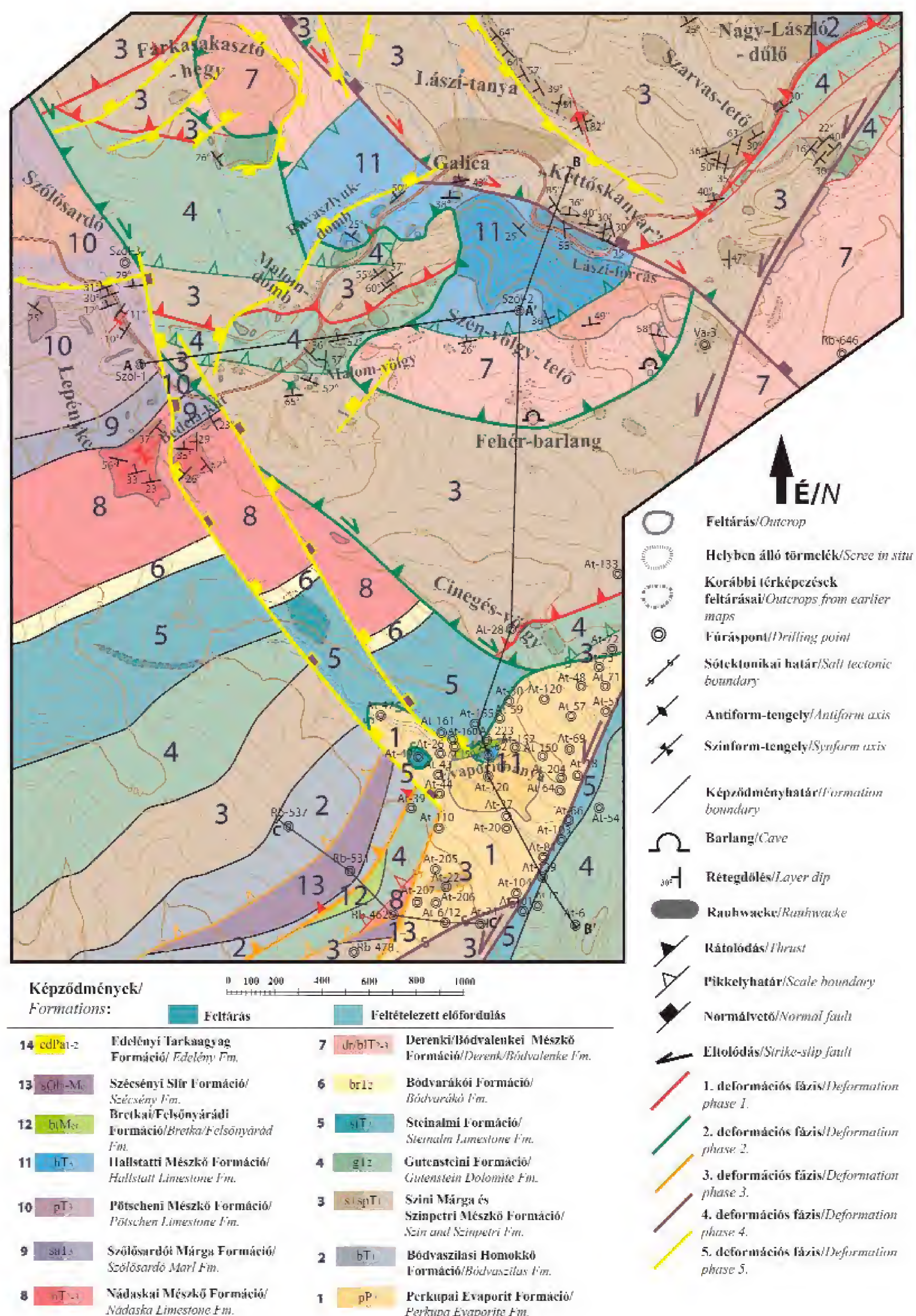
Helyszín, módszerek

A vizsgált, nagyjából 7,5 km^2 kiterjedésű terület Északkelet-Magyarországon, az Aggtelek–Rudabányai-hegység területén fekszik (1., 2. ábrák). Tulajdonképpen a vizsgált terület a két hegység érintkezési zónájában található. A területet felépítő képződmények, az egyes litosztratigráfiai egységek leírása több tanulmányban is megtalálható (KOVÁCS et al. 1988, 1989; HAAS et al. 2001; HAAS (szerk.)



1. ábra. Az Aggtelek-Rudabányai-hegység szerkezeti térképe (KOVÁCS et al. 1993)
A keret: a vizsgált terület elhelyezkedése. É, B: Égerszög és a Barbara-fejtés helye (szerkezeti adatok a 7. ábrán)

***Figure 1.** The structural map of the Aggtelek-Rudabánya Hills (KOVÁCS et al. 1993)*
Inset: location of the analysed area. É, B: location of Égerszög and Barbara Quarry (structural data on Figure 7)



2. ábra. A Henc-völgy környezetének prepannóniai földtani térképe (1:25 000, HORVÁTH 2010 után módosítva)

Figure 2. *Pre-Pannonian (pre-late Miocene) geological map of the area around the Henc Valley (1:25.000, modified after HORVÁTH 2010)*

2004; LESS et al. 2006). Ismertetésükre csak olyan esetben térünk ki, amikor terepi vizsgálataink új megállapítást hoztak.

A terepi és mikroszkópos vizsgálatok, a földtani reambulációs térképezés és szerkezeti elemzés alapján elkészítettük a terület prepannóniai földtani térképét, illetve 3 földtani szelvényt (2., 3. ábrák). A területet felépítő formációk, szerkezetek alapján összesen öt tektonikai egység különíthető el: Aggteleki-takaró, Szőlősardói-, Henci-, Lászi- és Bódvai-egység (4. ábra). A későbbiekben kerülnek részletes ismertetésre az egységek határai és belső felépítésük.

A saját terepi megfigyelések, valamint ZELENKA et al. (2005) alsótelekesi mérései alapján körvonalaztuk a terület szerkezetfejlődését és az egyes szerkezeti fázisokba tartozó elemeket. A mérési adatokból redőtengelyeket szerkesztettünk, illetve a karcos vetőkből feszültségmező-meghatározást végeztünk ANGELIER (1984) módszere alapján. A ZELENKA et al. (2005) által mért alsótelekesi adatsort újra feldolgoztuk. A feltárások egy részében billentéstesztet végeztünk, azaz a rétegekben levő töréses elemeket vízszintes réteghelyzetben is elemeztük. A mai és a vízszintes réteghelyzetbeli geometria közül azt fogadtuk el, ahol a törésgeometria és feszültségtengelyek szimmetrikusak, illetve függőlegeshez közelebbiek.

A Szőlősardó Szől–2 jelű fúrás értékelése

A Lászi-forrás környezetének rétegtani és szerkezeti felépítéséhez alapvető a Szőlősardó Szől–2 jelű fúrás, mely a Szén-völgy-tető ÉK-i nyúlványán mélyült (2. ábra). A fúrás (5. ábra) értelmezését és leírását eddig nem publikálták. A fúrómagok makroszkópos megfigyelése alapján az alábbi képződmények különíthetők el, amelyek egy részét KOVÁCS S. Conodonta-vizsgálatainak nem publikált jegyzetei alapján tudjuk korban is elhelyezni (5. ábra):

0–27 m Hallstatti Mészkő Formáció,
27–35 m tektonikai zóna, rauhwacke,
35–139 m Derenki/Bódvalenkei Mészkő Formáció (?),
139–150? m átmenet a Steinalmi Formációba,
150?–325 m Gutensteini Formáció, tetején esetleg a Steinalmi F. felé való átmenettel,
325–500 m Nádaskai Mészkő Formáció (?).

A Hallstatti Formációt itt egy vegyesen szürke és vörös színű, kemény, finomszemcsés mészkő (0–27 m) alkotja, a „Lászi-forrási Tagozat” (részletesen lásd következő fejezet) a fúrásban nem jelenik meg. A Hallstatti Formáció kőzetanyaga alatt egy rauhwacke alkotta tektonikai zóna húzódik: 1–8 mm átmérőjű szürke, helyenként kagylómaradványokat tartalmazó klasztok úsznak a sárgásbarna, finomszemcsés mátrixban (6. ábra, I). A tektonizált zónát a rossz magkihozatali arány is jelzi. KOVÁCS S. Conodonta-vizsgálatai azt mutatják, hogy a Hallstatti és a Derenki/Bódvalenkei Mészkövek között időbeli hézag van (késő-fassai–középső-laci).

A tektonikai határ alatt a Derenki, vagy Bódvalenkei Mészkő Formációba sorolható képződmény következik. Az összletben négy szövettípus figyelhető meg: szürke, lumasellás mészkő (35–54 m); néhol lemezes szerkezetű, túlnyomóan vörös színű, agyagos, lekerekített szélű fehér mészkőgumókat tartalmazó, vörös tűzkőlencsés és -gumós mészkőrétegek (54–90, 120–139 m); rózsaszín és hússzínű, gyakran sztilolitos érintkezésű mészgumók, valamint többfázisú fehér és szürke kalciterek (90–120 m); átmenet a Steinalmi Formációból (139–150 m). Jellemző a különféle mészanyag keveredése, amikor az egyes kőzettípusok klasztjai még puha állapotban mozogtak. Üledékcsuszamlások is felléptek (6. ábra, A). Az eltérő üledékanyag vékony rétegeket, redepedéskitöltéseket, vagy kalcittal bélelt vagy kalcitérben megjelenő üregkitöltéseket alkot (6. ábra, B). Hasonló jelenségeket a felszíni feltárásokban is megfigyeltünk (6. ábra, B; HORVÁTH 2010).

A lejtő környezetben képződött mészkövek makroszkóposan nagyon hasonlítanak egymásra, korban pedig átfednek, ezért mindkét lehetséges formációnév szerepel. A pontos besorolást csak részletes mikrofácies-vizsgálatok segítségével lehetne eldönteni. LESS et al. (1988) és LESS (1998a) térképe szerint sem a *Derenki*, sem a *Bódvalenkei Mészkő Formáció* nem szerepel a Henc-patak völgyében, jelen munka alapján viszont kijelenthető, hogy egy fúrásban (Szől–2) és felszínen is több helyen kimutatható a kettő valamelyikének jelenléte.

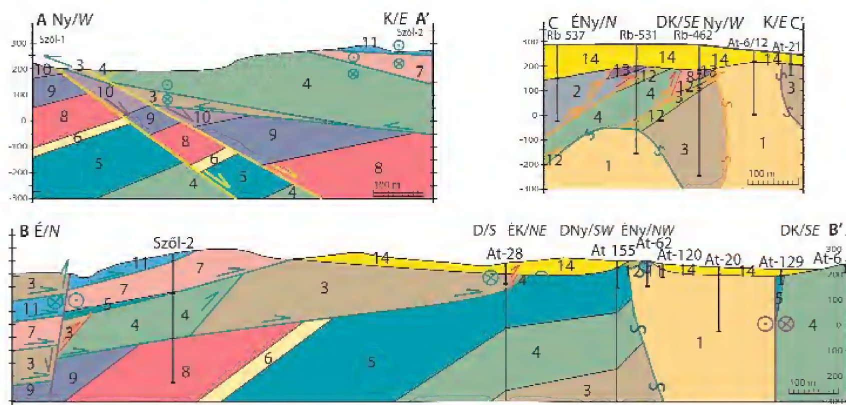
A Derenki/Bódvalenkei kőzettestben több helyen is rátolódási síkok figyelhetők meg, melyek jellemzően 50–70°-os dőlést mutatnak. A Gutensteini Formációval közös határvonal meghatározása nem pontos az erős tektonizáltság és gyengébb magkihozatal miatt.

A Gutensteini Formációban számos sztilolit, tektonikusan breccsásodott réteg, tektonikus eredetű agyaglemezbetelepülés van. Általában elmondható, hogy erősen tektonizált, számos törés és vetőbreccsás szakasz található benne. A mikroba-laminák és a velük párhuzamos sztilolitok kb. 20°-os rétegdőlést jeleznek. A 264,9 méter mélyről származó mag fekete, agyagos dolomitból áll, amit kalciterek szőnek át.

A Nádaskai Mészkő-test nagyjából 400 méteres mélységig szürke, helyenként kagylómaradványos, mikrites mészkőből áll, mely lefelé fokozatosan rózsaszín és vörös foltokban, illetve sztilolitos felszínek mentén vörös, agyagos részekben gazdagodik (6. ábra, C). Ez alatt fokozatosan átmegy egy rózsaszín és hússzínű, gyakran sztilolitos, mészgumókból, valamint többfázisú fehér és szürke kalciterekből álló szövettípusba, ami egészen a talpig tart.

Triász lejtőüledékek: a „Lászi-forrási tagozat”

Rétegtani szempontból a Lászi-egység különlegessége a Sárkány-kút (Lászi-forrás) környékén felszínen lévő Hallstatti Mészkő Formáció szinszediment breccsás kifejlődése (6. ábra, D), melynek koradatai a késő-ladintól a késő-noriig terjednek. KOVÁCS (1988) ezt „Lászi-forrási Tagozat” néven különítette el. Definíciója alapján „vörös–sötétvörös, agyagos, finomkristályos mészkő mátrixban

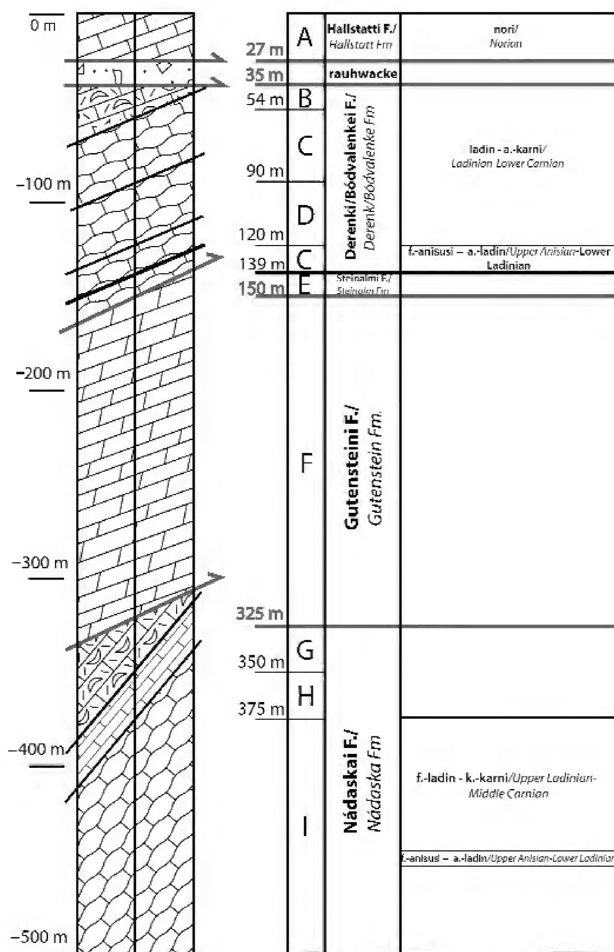


3. ábra. Földtani szelvények a Henc-völgy környezetében (1:25 000, HORVÁTH 2010 után módosítva)

Figure 3. *Geological cross sections near the Henc Valley (1:25,000, modified after* HORVÁTH *2010)*

4. ábra. A Henc-völgyet és környékét felépítő szerkezeti egységek vázlata (1:25 000)

Figure 4. *Scheme of the structural units around the Henc Valley (1:25,000)*



5. ábra. A Szőlősardó Szől-2 jelű fúrás rétegoszlopa és litológiája. A megadott korok KOVÁCS S. Conodonta-vizsgálatának eredményei, a korban be nem sorolt képződménynek a Conodonta-vizsgálat hiányát jelzik

A: szürke és vörös mészkő; B: szürke lumasella; C: agyagos mészkő, fehér mészkő- és vörös tűzkőgumókkal; D: mészgumók többfázisú fehér és szürke kalciterekkel; E: világosszürke mészkő; F: fekete, szerves anyagban gazdag, agyagos és emiatt mállékony dolomit; G: szürke, helyenként kagylómaradványos mikrites mészkő; H: foltokban, illetve sztilolitos felszínek mentén vörös, agyagos szürke mészkő; I: rózsaszín és hússzínű, gyakran sztilolitos, mészgumókból, valamint többfázisú fehér és szürke kalciterekből álló szövet

Figure 5. *The sequence and lithology of the borehole Szőlősardó Szől-2. The given ages are the results of Conodont-analysis made by KOVÁCS S., the unclassified formations reflect the lack of Conodonts or Conodont-analysis*

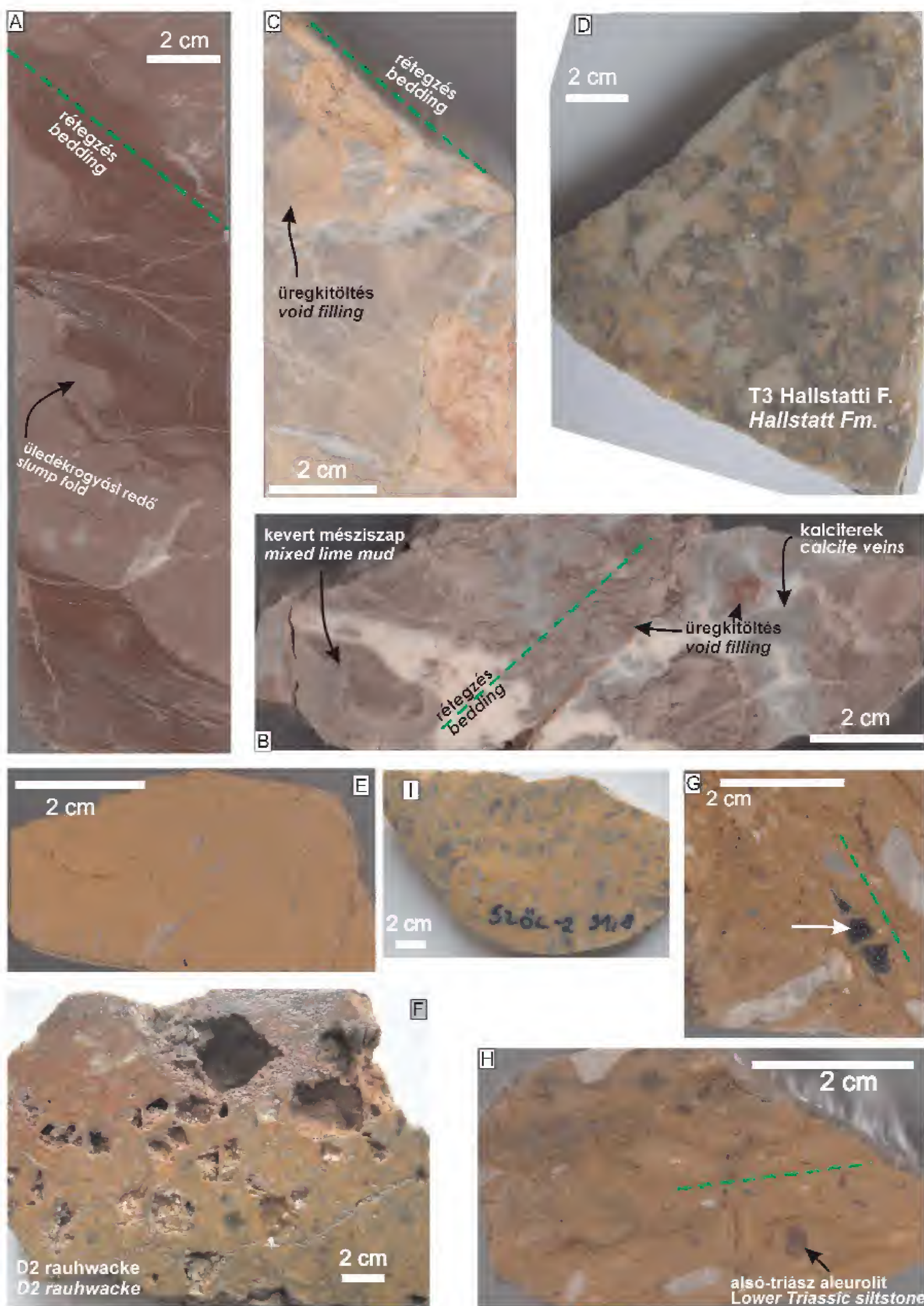
A: grey and red limestone; B: grey lumashella; C: clayey limestone with white limestone and red chert nodules; D: limestone nodules with multiphase white and grey calcite veins; E: light grey limestone; F: black, clayey and fractured dolomite with high organic matter content; G: grey micritic limestone, sometimes with mollusc fossils; H: clayey grey limestone and red irregular patches with red stylolitic surfaces; I: pink and meat-coloured, often stylolitic fabric formed by limestone nodules with multiphase white and grey calcite veins

6. ábra. →A Lászi- és Henci-egységek jellemző lejtőüledékei (A–D) és a szerkezeti határok menti vetőkőzetek (rauhwackék, breccsák, E–H)

A) Üledékrogyásra utaló puha állapotú deformációk (üledékrogyásos redők), Szől-2, 132 m. B) Derenki/Bódvalenkei Formációba tartozó lejtőüledék, kalciterekkel és üregkitöltésekkel. Lászi-forrástól 500 méterre DNy-ra. C) Szürke Nádaskai Mészkő, mely vöröses sárga üregkitöltéseket és klasztokat tartalmaz (Szől-2, 344 m). D) A Hallstatti Mészkő Formáció szinszediment breccsás „Lászi-forrási Tagozata" a Galica nyugati falából. E) Kissé elváltozott alsó-triász márga kalcitcementtel és repedéskitöltéssel („kettőskanyar" feltárás, keleti fele). F) rauhwacke, Galica. G), H) rauhwacke, enyhén irányított szövetű márga mátrixszal, széthúzott Gutensteini (nyíl) és alsó-triász aleurolit (Szini F.?) klasztokkal. Fehér-barlang, a Lászi-egység D2 talpi rátolódási síkjánál. I) tektonikus breccsa Hallstatti Mészkő klasztokkal a Szől-2 fúrásban (31,8 m)

Figure 6. *→Slope sediments (A–D) and fault rocks (rauhwackes, breccias, E–H) along the structural boundaries of the units*

A) Soft-sediment deformations (slump folds) in the Szől-2 borehole (132m). B) Slope sediment of the Derenk/Bódvalenke Fm. containing calcite veins, void fillings (500m SW form the Lászi-forrás). C) Grey Nádaska Limestone, containing redish yellow clasts and void fillings (Szől-2, 334m). D) Synsedimentary breccia of the "Lászi-forrás member" from the Galica Hill. E) slightly altered Lower Triassic marl with calcite cement and void fillings ("kettőskanyar" outcrop, eastern side), F) rauhwacke, Gailca outcrop. G), H) rauhwacke, slightly oriented marl matrix, with strethced Gutenstein (arrow) and Lower Triassic siltstone (Szin Fm.?) clasts. Fehér Cave, D2 thrust plane of the Lászi Unit. I) tectonic breccia with Hallstatt Limestone clasts in the Szől-2 borehole (31.8m). D2 phase, young-on-older (out-of sequence) thrust


A
2 cm
rétegzés
bedding
üledékrogyási redő
slump fold
C
rétegzés
bedding
üregkitöltés
void filling
2 cm
D
2 cm
T3 Hallstatti F.
Hallstatt Fm.
kevert mésziszap
mixed lime mud
kalciterek
calcite veins
üregkitöltés
void filling
rétegzés
bedding
2 cm
B
2 cm
E
I
2 cm
G
2 cm
F
2 cm
D2 rauhwacke
D2 rauhwacke
H
2 cm
alsó-triász aleurolit
Lower Triassic siltstone

világos, afanitos–finomkristályos mészkő néhány cm-től több 10 cm-ig terjedő átmérőjű klasztjai úsznak. A klasztok színe általában rózsaszínes, szürke–drapposszürke, világos barnásszürke, szövetük afanitos–finomkristályos, nem ritkán szabad szemmel is láthatóan filamentumosak (kokvina-jellegűek). A mátrix litológiája megfelel a vörös „Hangendrotkalk"-nak, a klasztoké pedig a világos „Massiger Hellkalk"-nak" (KOVÁCS 1988, KOVÁCS et al. 1989). KOVÁCS ugyanebben a munkában a „Lászi-forrási Tagozat"-ot a bódvai kifejlődésbe helyezte reszedimentációt mutató szövete miatt, azonban ez a feltételezés nem tekinthető teljesen biztosnak. A középső-triász riftesedés következtében kialakult három kifejlődési terület közül kettőből ismert a Hallstatti Mészkő Formáció: a formáció képződésének idejében platform/medence átmenetet mutató aggtelekiből és a tagolt aljzatú bódvaiból (LESS et al. 2006). KOVÁCS (1988) szerint a reszedimentáció jelensége az aggteleki kifejlődési területen is megfigyelhető, igaz, nem olyan léptékben, mint a bódvain. Viszont ennek alapján elképzelhető, hogy az aljzat egy lokálisan tagolt részén kialakulhatott a „Lászi-forrási Tagozat"-hoz hasonló képződmény az aggteleki kifejlődési területen is. A Lászi-egység ősföldrajzi hovatartozásának tisztázása tehát mindenképpen további vizsgálatokat igényel.

Mezotektonikai adatok, szerkezeti fázisok

A szerkezeti elemzés fontos része a kis léptékű szerkezetek azonosítása. Kiemelendő, hogy konkrét mérésekre a terület méretéhez és bonyolult felépítéséhez képest nagyon kevés, mindössze hat helyen nyílt lehetőség az általunk csak feldolgozott alsótelekesi fejtéssel együtt (2. ábra). Ehhez csatoltunk még két közeli feltárást is, amelyek szerkezeti üzenete fontos az értelmezésben (1. ábra). A szerkezetfejlődés pontos rekonstruálásához jóval több információra volna szükségünk.

Az Aggteleki-takaróban, a Szőlősardói- és Henci-egységekben mért dőlésadatok alapján sejthető egy ÉNy–DK-i összenyomással jellemzett deformáció (7. ábra, A). Ezt tekintjük a legidősebb D1 fázisnak, a később kifejtendő kronológiai következtetések alapján. A Szőlősardói-egységben, a Lepényke ÉK-i oldalában a rétegdőlések egy nagyméretű szinform redőt rajzolnak ki (tengelysík dőlésiránya: ~310°, hullámhossz: ~60–80 m). Kisebb léptékben tűzkőrétegekből képződött redők is megfigyelhetők (tengelysík: 160°/75°, hullámhossz: ~20–50 cm) a mészkövön belül (8. ábra, A). Ezek másodlagos redők lehetnek.

Közel É–D-i redőtengelyt jelez HIPS (2001) a „kettőskanyar" feltárástól északra, az Aggteleki-takarón belül. A redőtengelyek alapján K–Ny-i irányú rövidülés rekonstruálható, mely kissé eltér a fázis egyéb szerkezeteinek jellemzőjétől. Mivel azonban a D1 fázis rövidülési iránya sem ismert pontosan, és az É–D-i redőtengely csak itt fordul elő, ezért e redőt is a D1 fázishoz soroltuk, annak lokálisan eltérő elemeként.

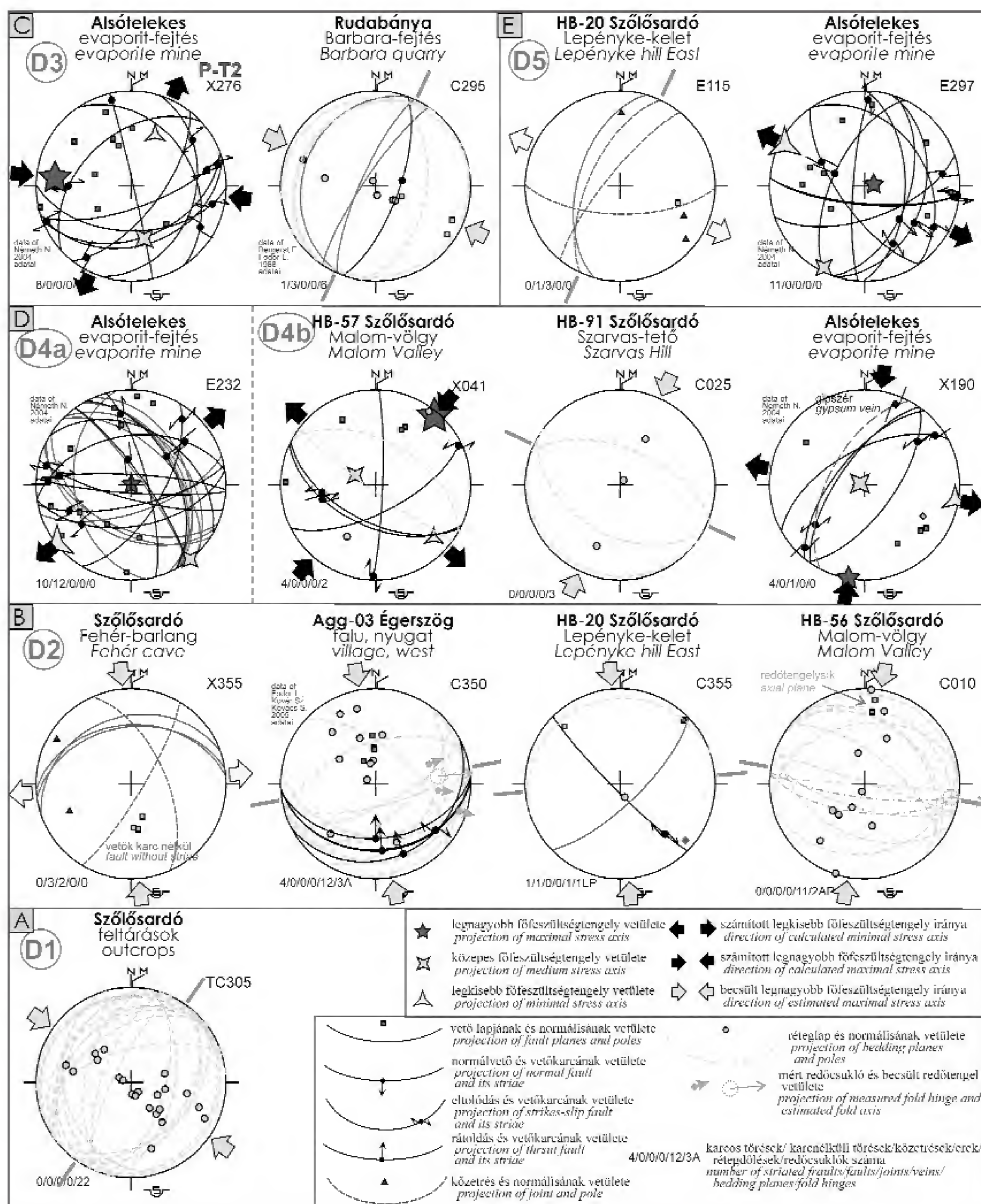
Ezt követhette egy nagyjából É–D-i összenyomással jellemzett D2 deformáció. Ide tartozó kisebb redőket több helyen megfigyeltünk, mint a Malom-völgytől közvetlenül délre (7. ábra, B; 8. ábra, B) a Szini Márgában. A redők helyzete (tengelysík: ~186°/65–80°, hullámhossz: 3–4 m) alapján jó közelítéssel É–D-i rövidülés tételezhető fel. Ide tartoznak a Fehér-barlangban megfigyelt rátolódások, a Szőlősardó melletti, Pötscheni Mészkövet feltáró kis fejtő néhány adata. A területtől nyugatra hasonló deformációt írt le FODOR et al. (2006) az égerszögi útbevágásban (7. ábra, B).

A D3 fázisra az alsótelekesi bánya környéki fúrások adnak bizonyítékot. A miocén és mezozoos képződmények többszörösen ismétlődnek, egymásra vannak tolva (3. ábra). Feltételezhető, hogy az összenyomás ÉNy–DK körül lehetett (C–C' szelvény). NyÉNy–KDK-i összenyomás sejthető az alsótelekesi adatsorból (7. ábra, C) és a Rudabányai-hegység keleti oldalán, a Barbara-fejtésből származó adatokból (BERGERAT, FODOR nem publikált adata). Mivel a Felsőnyárádi Formációt is érintette a deformáció, ezért időzítése késő-eggenburgi–kora-ottnangi lehet. Erre a regionális feszültségmező-adatok adnak további támpontot (FODOR et al. 2005).

A következő D4 fázist két feszültségmező jellemezhette: egy ÉK–DNy-i húzás és egy É–D-i összenyomással jellemzett eltolódásos feszültségmező. Előbbire ferdecsúszású karcos vetők és kiegészítő Mohr-párra utaló karc nélküli vetők utalnak az alsótelekesi külfejtésben (7. ábra, D). Hasonló deformációt mutat FÖLDESSY et al. (2010) 9. ábrája. Eltolódásos deformációra utalnak a Malom-völgyben, függőleges Szini Formáción mért eltolódások (7. ábra, D). A billentésteszt elvégzése alapján az az értelmezésünk, hogy a vetők és karcok nem billentettek, itt a mai réteghelyzetben történt deformációról van szó. Ez időben követte a rétegek kibillenését okozó deformációt: véleményünk szerint ez utóbbi a D2 fázisba sorolt gyűrődés volt (8. ábra, B). Vagyis, az eltolódások a D2 fázis után jöttek létre. Az összenyomás iránya alapján ide sorolhatjuk a Szarvas-tető és a Nagy-László-dűlő határán, a műút mellett felfedezhető kisebb redőt, mely a Szini Márgát gyűri, és nagyjából nyugat-északnyugat–kelet-délkeleti tengelyű (~115–295°; 7. ábra, B; HB–91).

A két törésrendszer viszonya nem tisztázott, ezért jelöltük D4a és D4b jellel. Lehet, hogy két epizódként időben egymást követik. A feszültségtengelyek szisztematikus változásának regionális adatai erre utalnának (FODOR et al. 2005). Az is lehet, hogy a széthúzásos vetők egy balos eltolódási zónában, az eltolódások átlépési zónájában, lokális feszültségmezőben lépnek fel. Bármelyik alternatívát is tekintjük, a két deformáció a Darnó-zóna miocén eltolódásos mozgásához kapcsolódik, és FODOR et al. (2005) rendszerében a késő-ottnangi–kora-badeni folyamán mehetett végbe. Az eltolódásos deformációt ZELENKA et al. (2005) is kiemelte, mint az evaporit geometriáját megszabó fontos fázist.

A legutolsó D5 szerkezeti deformációhoz több térképi méretű vetőt sorolhatunk, melyek csapása ÉNy–DK és ÉK–DNy között változik (9. ábra). Előbbiek közé tartozik a Lepényke keleti lejtőjét kialakító normálvető (8. ábra, D), valamint az ezzel nagyjából párhuzamos törések a Farkasakasztó-hegyen és ettől keletre. ÉK–DNy-i csapású vető zárja le a Malom-domb–Ravaszlyuk-tető mezozoos kibukkanásait. A vetőkre a mezozoos kőzetek egyenes lefutása, a levetett blokkban azok fedett volta és a ritkán előforduló

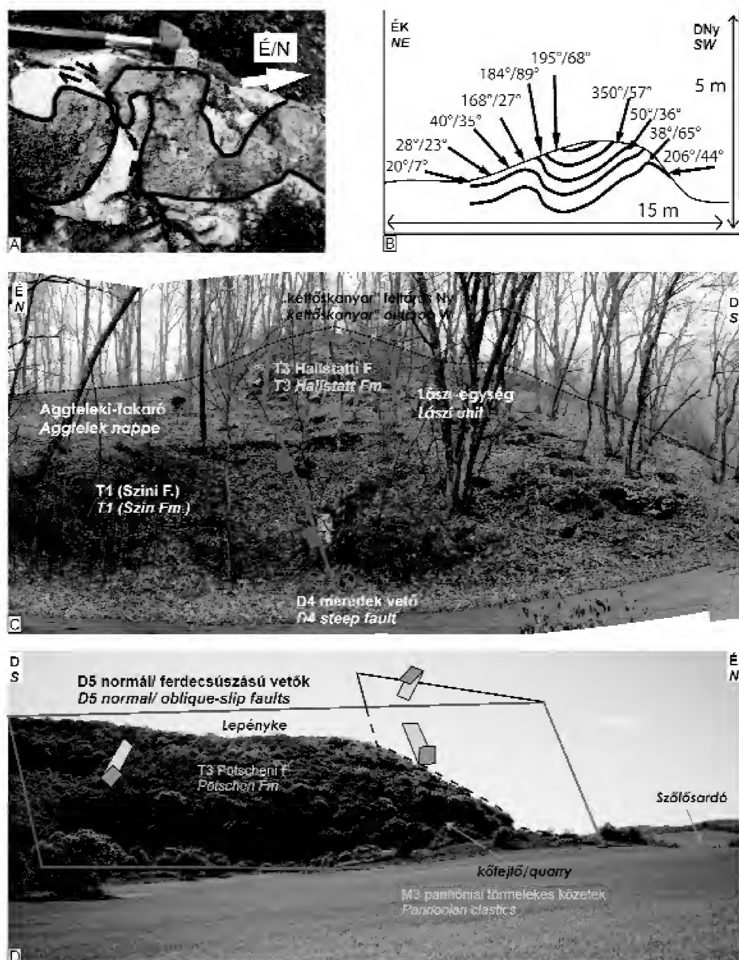


7. ábra. A vizsgált henc-völgyi területen és környezetében észlelt mezotektonikus törések és rétegdőlések adatai, szerkezeti fázisai és a becsült vagy számított feszültségmezők. A), B), C), D), E): D1, D2, D3, D4, D5 fázisok adatai

A jobb felső sarokban a maximális vízszintes feszültségtengely iránya és a mező típusa látható. C: összenyomásos, X: eltolódásos, E: extenziós feszültségmező. Schmidt-háló, alsó félgömb, területtartó vetület

***Figure 7.** Mesotectonic fracture and bedding data, calculated or estimated stress fields, structural phases in the Henc Valley and surrounding area. A), B), C), D), E): data of D1, D2, D3, D4, D5 phases*

In the right hand upper corner the direction of maximal horizontal stress axis and the type of stress field can be seen. C: compression, X: strike-slip, E: extensional stress type. Schmidt net, lower hemisphere projection



8. ábra. Szerkezeti elemek a Henc-völgy környezetében

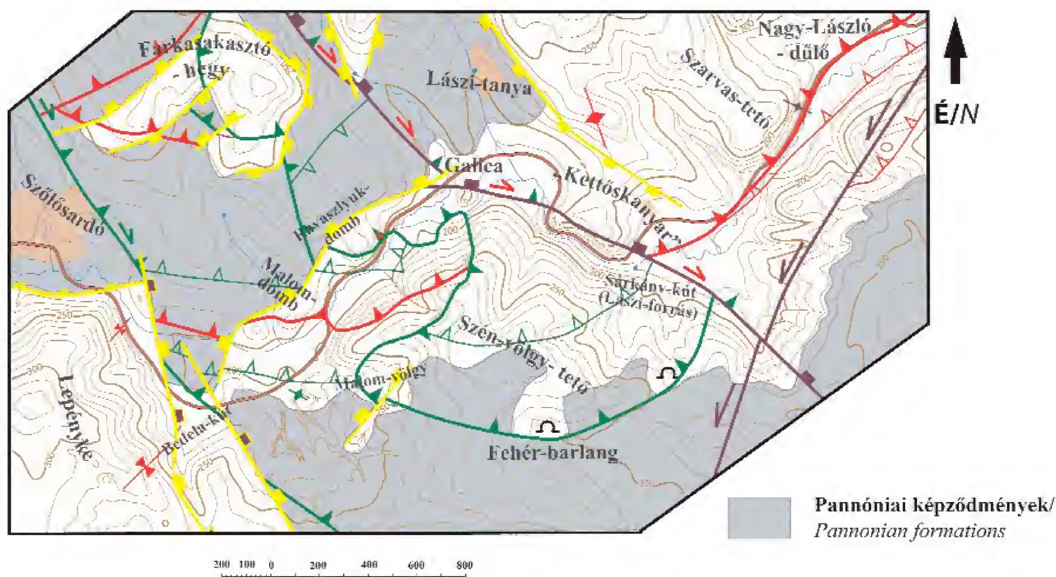
A) Kisméretű, tűzkő alkotta másodlagos D1 redő Pötscheni Mészkőben a Lepényke keleti lejtőjén. A redőt egy kisméretű jobbos eltolódás metszi (~300°/65°); B) A malom-völgyi, Szini Márgában feltárt redő vázlatos keresztmetszete a mért dőlésértékek alapján. C) A „kettőskanyar" nyugati oldala Ny-ról szemlélve. Jól kivehető a Hallstatti Mészkő és a Szini Márga kontaktusának meredek, közel függőleges dőlése, melyet a késői D4 fázisba sorolunk. A déli dőlés a perspektívából adódik. D) Kapcsolódó vetőletörések a Lepényke keleti és északi oldalain, melyek ferdecsúszású vagy normál, D5 fázisú vetőket jelölnek

Figure 8. *Structures near the Henc Valley*

A) Small D1 fold in chert of the Pötschen Limestone, eastern slope of the Lepényke Hill. The fold is cut by a small dextral fault (~300°/65°). B) Cross section sketch of the D2 fold having deformed Lower Triasssic Szin Fm., in the Malom Valley. C) The "kettőskanyar" outcrop view from the west. The subvertical fault is between the Hallstatt Limestone and Szin Fm. We attribute the fault to D4 phase. The fault has an apparent dip to the S due to perspective. D) Connected fault scarps along the eastern and northern slopes of the Lepényke Hill, indicating D5 oblique-slip or normal faults

pannóniai üledékek adnak igazolás. E mellett, JÁKFALVI (2009) munkájában a fiatal normálvetők jól kivehetők a Farkasakasztó-hegy környékén, az általa felhasznált látszólagos fajlagos ellenállás-eloszlás szelvényeken. A geoelektromos földtani szelvények értelmezése vetőkkel sűrűn átjárt, mélybe süllyedt mészkőblokkokat jelenítenek meg, amiket a szerző a Pötscheni Mészkővel azonosított. A nagy fajlagos ellenállású mészkő felett a kis ellenállású agyagos képződmények a pannóniai Edelényi Tarkaagyagot jelenthetik.

A Lepényke északkeleti sarkában végzett mérések alapján egy nagyjából K–Ny irányú tágulást rekonstruálhatunk (7. ábra, E). Hasonló tágulást jelez FÖLDESSY et al. (2010) a rudabányai területen. Közel É–D-i normálvetőket azonosított ZELENKA et al. (2005) az alsótelekesi bányában. Ez utóbbi kora annyiban kétséges, hogy a fiatal mozgásra ott nincsen bizonyíték. A KDK–NyÉNy-i széthúzásos fázist a mérést végző szerzők a felülbélyegzési viszonyok alapján idősebbnek gondolták, így nem lehet kizárni, hogy annak kora jóval idősebb, akár mezozoos is lehet. A fenti feszült-



9. ábra. A D5 fázisba tartozó, pannóniai képződményeket is érintő késő-miocén–pliocén vetők és a pannónai képződmények együttes ábrázolása a Henc-völgy környezetében, a terület északi részén
A szerkezeti elemek jelkulcsa megegyezik a 2. ábráéval

Figure 9. *D5 late Miocene to Pliocene extensional faults and the deformed Pannonian formations near the Henc Valley, in the N part of the study area*
Legend for structural elements is the same as for Figure 2

ségmező-adatok alapján az ÉNy–DK-i vetők jobbos-normál, az É–D-iek normál, az ÉK–DNy-i csapásúak balos-normál kinematikájúak lehettek. NyÉNy felé dőlő vetők normál kinematikáját a közeli rudabányai fejtések területén FÖLDESSY et al. (2010) is rögzítette.

A deformáció következtében Szőlősardótól keletre a mezozoos üledékek kissé lesüllyedtek: ennek mértéke 50–150 m körül lehetett, ha a levetett mezozoos tetőfelszínt összevetjük a DK-i területrészen, a hegytetőkön megmaradt pannóniai üledékek talpfelszínével (kb. 230–270 m, 9. ábra). A kis süllyedékből vetőkkel körülvéve a Farkasakasztó-hegy áll ki. A pannóniai üledékek a süllyedékben és a DK-i hegytetőkön őrződtek meg.

Mivel a fázisba sorolt vetők a pannóniai képződményeken is áthaladnak, korukat késő-, vagy posztpannóniainak becsülhetjük. Nem világos, van-e az elemek között szinszediment, és az sem, hogy a deformáció a miocén végén vagy csak a pliocénben ment-e végbe.

Szerkezeti egységek

Az Aggteleki-takaró déli és keleti határa

Az aggteleki kifejlődés Szinpetri Mészkő, Szini Márga és Bódvaszilasi Homokkő (esetlegesen Perkupai Anhidrit) formációiból felépülő Aggteleki-takaró nem képezte részét a vizsgálatoknak, azonban a tőle délebbre fekvő egységekkel való határának helyzete és minősége jelen munka egyik legfontosabb kérdése. Az Aggteleki-takaró a Szilicei-takaróredszer része (GRILL et al. 1984, LESS 2000), de itt szűk értelemben használjuk arra a nem metamorf képződménysorból álló kőzettestre, melyet a takaró talpi lenyesése határol le. Szerkezetileg nem része pl. a Bódvai-takaró, holott pl. LESS (2000) szerint mindkettőt a szilicei kifejlődési terület formációival jellemezhetjük. Az Aggteleki-takarónak a Lászi-egységgel alkotott határvonala déli szakaszát két feltárás jelöli ki: a Galica nevű domb és a műút formálta „kettőskanyar" (2., 3. és 8. ábra, C). Mindkét helyen Hallstatti Mészkővel érintkeznek az Aggteleki-takarót felépítő alsó-triász képződmények.

A Galica kis púpjának nyergében, a keleti lejtőjén és a „kettőskanyar" feltárásban kb. 10–50 méteres sávban egy vörösessárga, lyukacsos képződmény került elő, ami az érintkező kőzetekből képződött rauhwacke (6. ábra, E, F). MILOVSKÝ & PLAŠIENKA (1998) szerint a rauhwacke egy tektonikus hatásra létrejött kőzettípus, amit magyarul talán „vetőkőnek" nevezhetnénk. Folyamatos átmenettel összeköti, de egyben elválasztja, lehatárolja a felső tektonikai helyzetben lévő takarót az alsó kőzettesttől. Megjelenésre egy polimikt breccsás szövetű képződmény, amiben a klasztok mérete az aleurittól a több tíz méteres átmérőig terjedhet, a mátrix pedig az eredeti kőzetből kataklázis és fluid-túlnyomás keltette gyors szemcseméret-redukció során alakult ki. Definíció és saját megfigyelések alapján enyhén deformálódott változataiban a finomszemcsés mátrixban szórtan elhelyezkedő klasztok litológiai hovatartozása (esetenként az eredeti szöveti bélyegekkel együtt)

még felismerhető, erősebben átalakult esetekben pedig a dedolomitosodás, a kalcit nagymértékű oldódása mellett új ásványok, például kvarc is kialakulnak.

A kőzetek átalakultságának mértéke a zónában változatos. A Galicán a vörös színű klasztok aprózódottan vagy porszerűvé válva őrzik a Hallstatti Mészkő eredeti jellegének egy részét, míg a sárga klasztok már a teljesen átalakult kőzetből állnak: mindkettőt kalcitpát cementálja (6. ábra, F). Az 1–8 mm átmérőjű likacsok valószínűleg a klasztok utólagos kioldásával képződtek az agyag szemcseméretű mátrixban. A Galica sziklafalának tetején (északi oldalán) egy kutatóárok még a Hallstatti Mészkő tektonikailag át nem alakult változatába mélyült, ettől északra, a rauhwacke sáv után viszont már sárgásszürke, agyagos márgatörmeléket találunk, ami a Szini Márga Formáció része. A „kettőskanyar” keleti részén pedig az északi blokk alsó-triász kőzetei csak mérsékelt átalakulást szenvedtek (6. ábra, E). A Galicán 30 cm-nél nagyobb átmérőjű rózsaszín kalcittestek is előkerültek, míg a „kettőskanyar” feltárásban hasonló méretű kvarctömbök lépnek fel: e tömbök tovább erősítik a határvonal tektonikus jellegét és folyadékáramlással való kapcsolatát.

A terepi megfigyelések alapján kísérletet tettünk a tektonikai határ geometriájának megállapítására. Hogy ez nem egyértelmű, arra az utal, hogy LESS et al. (1988) és LESS (1998b) térképén megfordult a rátolódás polaritása: míg előbbi esetben déli, utóbbi munkában északi vergenciát ábrázolt. A Galicán és a „kettőskanyar” nyugati részén a határvonal közel függőleges helyzetű (3. és 8. ábra, C). Jól megfigyelhető továbbá, hogy mind a Galicán, mind a „kettőskanyar” nyugati oldalán a Lászi-egység Hallstatti Mészköve alkotja a domb topográfiailag kiálló tetejét. Véleményünk szerint LESS (1998a, b) erre alapozta feltevését, miszerint a Lászi-egység Hallstatti Mészköve van felső, az aggteleki Szini Márga pedig alsó tektonikai helyzetben. Ugyanakkor, a „kettőskanyar” keleti felén, a dombon északnak haladva Hallstatti Mészkő – rauhwacke – Szini Márga sorrend tapasztalható. E helyzet, valamint utóbbiakból származó dőlésadatok (026°/35°, 040°/30°) egyaránt arra engednek következtetni, hogy eredetileg az aggteleki Szini Márga helyezkedett el legfelül, alatta a rauhwacke-sáv, s legalul a Hallstatti Mészkő lehetett, csakúgy, mint ahogyan az LESS et al. (1988) térképén szerepel. Ez a korábbi szerkezeti helyzet a D1 és a D2 fázis során egyaránt kialakulhatott.

Az érintkezés meredek helyzete azonban már későbbi deformáció következménye lehet. A késői szerkezeti vonal alkotja az Aggteleki-takarónak és frontális pikkelyeinek déli határát a Lászi-egység felé. Ez a vető észak felé levetette az Aggteleki-takarót. A vető K–Ny és ÉNy–DK között hajladozik (2., 4. ábra). Feltételezzük, hogy a D4 fázisban e határfelület mentén miocén eseményekhez sorolható jobbos-normál vetődés történt, amely a Darnó-zóna menti balos eltolódásokhoz kötődhet.

Az Aggteleki-takaró K felé idősödő kőzetei alatt, attól DK-re egy olyan kőzetsáv lép fel, amely a Gutensteini Formáció dolomitrétegeiből és alsó-triász képződményekből áll. A „kettőskanyar” feltárástól ÉK-re 600 m-re, a Henc-patak délkeleti partján egy új erdészeti útbevágásban Gutensteini Formáció bukkan elő. A sáv folytatásában, a műút könyökszerű kanyarjában pedig ebből képződött rauhwacke lép fel: ez utóbbi alkotja a szigorúan vett Aggteleki-takaró tektonikus talpát. E sávtól tovább DK-re a LESS et al. (1988) térképén is jelzett alsó-triász képződmények következnek. Ezek az alsó- és középső-triász feltárások nyilvánvalóan nem illenek bele HIPS (2001) térképe alapján az alsó-triász Szinpetri, Szini és Bódvaszilasi (esetlegesen Perkupai) Formációk alkotta nyugat felé dőlő és kelet felé idősödő rétegsorba, ezáltal az Aggteleki-takaróba sem. Bár ez az elkülönítés egyértelmű, de a szerkezeti helyzet megadása nem az. Ezek a képződmények LESS (1998b) szerint az Aggteleki-takaró frontján levő pikkelyek lehetnek. Felmerülhet az is, hogy önálló tektonikai egység, amint ezt KÖVÉR et al. (2008) javasolta. Végül nem kizárt, hogy D4 fázisú balos eltolódások rendezték egymás mellé a kőzeteket: a megoldás további vizsgálatokat igényel. Mivel az egyes szerkezeti blokkokban a csapások hasonlóak, a képződmények egymás alá dőlnek, így az első megoldást fogadtuk el. A pikkelyeződés a dőlésirányok alapján DK-i vergenciájú lehetett. A dőlésirányokból és a vergencia alapján e rátolódásokat a D1 fázisba soroljuk.

Lászi-egység

A Lászi-egység a Henci-egységtől északra és az Aggteleki-takarótól délre húzódó, Hallstatti és Bódvalenkei/Derenki Mészkőből álló kisebb kőzettest. LESS (1998b) értelmezésétől eltértünk, mivel a Farkasakasztó-hegy keleti részén a korábbi alsó-triász nyíltvízi-szubtidális, vagy mélyebb szubtidális fáciesű képződmény helyett vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján középső–felső-triász lejtő képződményt azonosítottunk, mivel abban pelágikus jellegű mikrofosszíliák voltak (HIPS K. meghatározása).

A Ravaszlyuk-dombon tömeges, rétegzettséget nem, vagy alig mutató rózsaszínű, Hallstatti Formációba sorolt mészkő található, benne szabad szemmel is látható ősmaradványok nem fordulnak elő. A domb nyugati oldalán lefelé átmenet figyelhető meg: előbb a rózsaszín mészkő tektonizált változata jelenik meg, majd egy jól meghatározható rauhwacke-szint következik, amely alatt egy szintén átmeneti, tektonizált sáv után a Gutensteini Formáció dolomitja kerül elő. Az itteni rauhwacke nagyjából fele mátrix, fele klaszt; utóbbiak mérete 0,5 és 3 cm között változik. Makroszkóposan a szemcsék litológiai meghatározása már bizonytalan, de új ásványok még nem alakultak ki. A tektonizált dolomitból származó mintában megfigyelhető, hogy az 1–12 milliméteres sötétszürke, szögletes dolomitklasztok egy világosszürke, finomszemcsés mátrixban úsznak. E megfigyelések alapján a Hallstatti Mészkő tektonikusan az ottani Gutensteini Formáció tetején helyezkedik el.

Ezt a jelenséget „fiatal-idősön” típusú rátolódásként értelmeztük. Ennek során a rátolódásoknál általában megszokott forgatókönyv, miszerint az idősebb kerül a fiatalabb képződményre, nem érvényesül, helyette a képződmények

az eredeti, sztratigráfiai sorrendnek megfelelően következnek egymásra, de közöttük egyes egységek hiányzanak. Ennek a szerkezetnek előfeltétele, hogy a területet előtte már érte deformáció, ugyanis ez csak már deformált (például a rátolódási felülettel azonos irányba dőlő, de annál meredekebb) rétegsor esetén jöhet létre. Az angolszáz irodalom az ilyen szerkezetet általában out-of sequence (sorozaton kívüli) rátolódásként tárgyalja (RAMSAY & HUBERT 1987, TWISS & MOORES 1992, illetve CSONTOS 1998), de az elemet általában rátolódásos övek háttér felé eső részéhez kötik. Mivel mi itt csak az anomális sztratigráfiai helyzetet és a rátolódás tényét érzékeljük, és nincs adatunk a korábbi deformáció jellegére vonatkozóan, ezért használunk egy „semlegesebb" kifejezést.

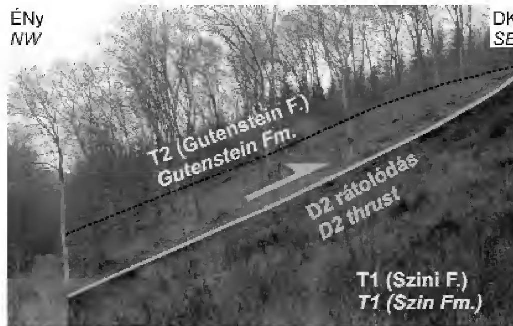
Ez a szerkezeti határ tovább követhető a Henc-patak keleti oldalán és ezt harántolta a Szől–2 fúrás is kb. 150 méteres mélységben (3. ábra). A terület középpontjában található Fehér-barlang egy nagyjából 345°/30° dőlésű tektonikus határ mentén alakult ki, amit vastag meszesmárga kötésű breccsa és rauhwacke-zóna alkot a felső Derenki/Bódvalenkei Mészkő és az alsó helyzetben lévő Szini Márga között (FODOR L., LESS GY. és FÜGEDI U. terepi megfigyelése 2009). A rauhwacke klasztjai mindkét blokkból származnak (6. ábra, G, H), míg a mátrix helyenként irányítottan körbeveszi a klasztokat, melyek határa helyenként sztilolitos (6. ábra, H). Ezért e határt a Lászi-egység talpi felületeként értelmezzük.

A Lászi-egységen belül is felismerhető egy további szerkezeti határ: a Szől–2 fúrásban 27–35 méter között harántolt tektonikus breccsa-rauhwacke elválasztja a nori Hallstatti és az alsó Bódvalenkei/Derenki képződményeket (5. és 6. ábra, I). A határ térképi követése nehezen megvalósítható, a térkép koncepcionális ábrázolást mutat. A rétegtani eredmények alapján itt is rétegkimaradás lép fel, vagyis fiatal-idősön típusú rátolódást látunk.

Henci-egység

A Henci-egység a terület közepén elhelyezkedő, Szini Márga és Gutensteini Formációk váltakozásából álló egység. Nyugaton a Szőlősardói-egység határán, keleten pedig a Ravaszlyuk-domb, a Galica és a Szén-völgy-tető vonalánál ér véget a felszínen. LESS (1998b, 2000) térképe szerint az itteni képződmények az aggteleki kifejlődésbe tartoznak. Az alábbi szerkezeti jellegek, és a következő fejezet modellje alapján azonban mi önálló szerkezeti egységbe soroljuk e kőzeteket.

A legészakibb szerkezeti elem a Farkasakasztó-hegy nyugati és déli oldalán kibukkanó alsó- és középső-triász képződmények között feltételezett rátolódás lehet. Ez a határ nekifut a Lászi-egység talpfelületének. Ettől délre, a Ravaszlyuk-domb déli oldalán a Szini Márgára a Gutensteini Formáció dolomitja következik. A Henc-völgy keleti oldalán jól látszik, hogy a kiugró dolomittest a Szini Márga borította lejtő felett foglal helyet (10. ábra). A két képződmény határa, melynek becsült dőlése 315°/45°, mindenképpen tektonikus, mivel rétegtanilag nem egymást követő



10. ábra. D2 fázisú fiatal-idősön típusú rátolódás a Ravaszlyuk-dombtól DK-re, a Henc-völgy keleti oldalán

Figure 10. *Young-on-older (out-of-sequence) thrust of dolomite of Gutenstein Fm upon Lower Triassic sandstone, SE from the Ravaszlyuk Hill. The structure is attributed to D2 phase*

képződményekről van szó. A Gutensteini Formáció dolomitja ugyanis a Steinalmi Formáció felé való átmenet (pelsói), a Szini Márgát képviselő zöldesszürke homokkő pedig a „B"-tagozatból származik, ami a formáció második legidősebb része (spathi) (HIPS 2001). A „fiatal-idősőn" jelleg alapján a rátolódást a D2 fázisba soroljuk.

Ettől a rátolódástól délre, a Malom-dombon a Szini Márga a Gutensteini Formáció fölötti helyzetben található, ami egyszerű rátolódásra utal. A Henc-völgy keleti oldalán a D1 fázisba sorolt szerkezeti határ tovább követhető.

A Malom-völgy mentén a Gutensteini Formáció dolomitja alsó-triász képződményekre tolódik. Ez a geometria ismét fiatal-idősön típusú rátolódásra utal, vagyis nem a legidősebb, hanem a D2 szerkezeti fázisra. E rátolódás előterében lépnek fel a D2 fázis leírásánál említett redők (8. ábra, B).

Az egység déli részén, a Cinegés-völgy középső szakaszán, az északkeleti oldalban Gutensteini Formáció dolomitrétegei bukkannak elő, közvetlenül fölötte és tőle északra pedig Szini Márga helyben álló törmeléke található (GRILL J. kéziratos térképe, in LESS et al. 1988). Ez egyértelműen arra utal, hogy a határfelület nagyjából ÉNy-i dőlésű lehet, a Szini Márga pedig a Gutensteini Formáció fölötti tektonikai helyzetben van (2., 3. ábra). Ezek alapján a rátolódások nagyjából ÉNy–DK-i irányú kompresszió hatására DK-i irányba történtek. A szerkezeti elemet a D1 fázisba soroljuk.

Az egység ÉK-i sarkában mélyült Varbóc–3 jelű fúrás 123 méteren keresztül, egészen a talpig Szini Márgát harántolt, ez alapján pedig a pár tíz méterre, nyugatra felszínen lévő, Lászi-egységbe sorolt Bódvalenkei/Derenki Mészkő relatív felső tektonikus helyzetben van. A két egység határának geometriája itt nem ítélhető meg, de a Fehér-barlangban és a Szől–2 fúrás alapján közepesen észak felé dőlő felület.

Az egység DNy-i határa a Szőlősardói-egység felé ÉNy–DK-i csapású. A miocén–pliocén deformációk miatt az eredeti geometria és érintkezési jelleg nehezen megítélhető. Mivel a Henci-egység jelentős részben az É–D-i összenyomású D2 fázisban tolódott át, ezért az ÉNy–DK-i csapású határt jobbos-rátolódásnak vehetjük. Ez arra utal, hogy egy oldalsó rámpával van dolgunk.

A Lászi-egység és a Henci-egység szerkezeteinek viszonya és modellje

A fenti leírás alapján világos, hogy a Lászi-egység talpfelülete alatt, a Henci-egységben eltérő képződmények bukkannak ki, melyek rátolódások mentén ismétlődnek. Ezt úgy értelmezhetjük, hogy a szerkezetegyüttest egy duplex részeként lehet kezelni (11. ábra). A duplex egy adott réteg, vagy rétegcsoport önmagára pikkelyeződése, de ide soroljuk több pikkely egymásutániságát is, ha azok elhelyezkedése rétegszerű, emellett közös alsó és felső lenyesési felülettel rendelkeznek (BUTLER 1982). A fentiek szerint valószínű, hogy a Henci-egység a duplex pikkelyeit, míg a Lászi-egység talpi lenyesési felülete az úgynevezett tetőlenyesést (roof thrust) reprezentálja. A duplex modelljét a 11. ábrán, a mai állapotot a B–B' szelvényen figyelhetjük meg. Feltételezhetjük, hogy a duplex-rendszer talpa a Henci-egység talpi lenyesési felületével egyezik.

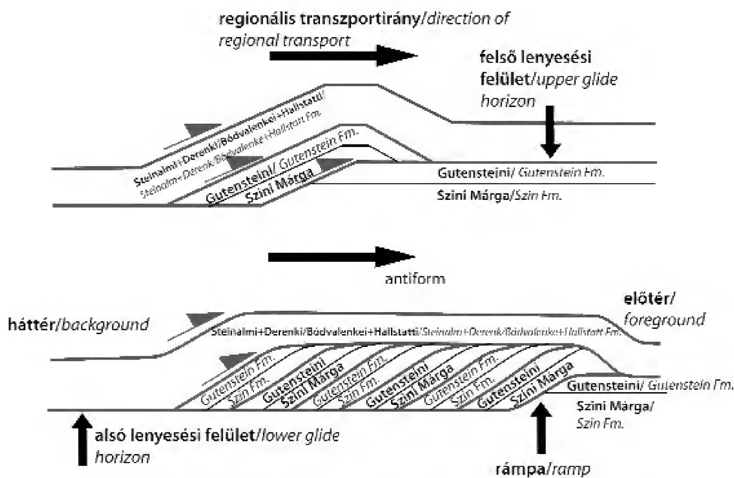
Részletesebb elemzéssel láthatjuk, hogy a tetőlenyesés és a belső duplexek nagy része a D2 fázisba sorolható és fiatal-idősön típusú rátolódás. Tulajdonképpen ez az a jellemvonás, mely egy szerkezeti együttesbe sorolja az egyes elemeket. Az is valószínű, hogy a henci duplexek egy már rátolódásos-takarós szerkezetű kőzetblokkot deformáltak: a D1 fázisként értelmezett rátolódások a duplex-képződésben mint passzív kőzethatárok vehettek részt. Ezért véljük úgy, hogy ezen egység nem azonosítható az Aggteleki-takaró frontális pikkelyeivel, hanem önálló szerkezeti egységbe sorolandó.

Szőlősardói-egység

A Szőlősardói-egység a terület nyugati felén húzódó folyamatosnak tekinthető rétegsor, mely a szőlősardói kifejlődés képződményeiből épül fel az Alsótelekestől északra felszínre bukkanó alsó-triász Bódvaszilasi Homokkőtől a felső-triász Pötscheni Mészkőig. Keleten egy ÉNy–DK-i csapású szerkezeti határ választja el a Henci-egységtől, DK-en pedig egy, a Darnó-zónához köthető balos oldalelmozdulás. Az egység a felszín alatt DK felé egészen a Felsőtelekestől délre levő Rudabánya Rb–690 jelű fúrásig húzódik, ahol kimutathatók a szőlősardói kifejlődés képződményei (LESS et al. 2006), melyek átmenetet mutatnak a bódvai kifejlődés felé. Nyugati irányban pedig a Teresztenye–2, Kánó–1, Ragály–1, Trizs–1, Szuhafő–1 jelű fúrásokban a kainozoos fedő alatt egészen Szuhafő településig követhető a kifejlődés Pötscheni Mészköve.

A Nádaskai Mészkő dőlésértékei a Bedela-kúti kőfejtőben főleg északiasak (349°/38°, 033°/35°, 003°/35°) (1. KOVÁCS 1990, 2–3. saját mérések), ám ettől kissé délre, valamint a kissé nyugatabbra kibukkanó lumasella-rétegekben eltérnek a korábban mértektől: északi helyett déli–délkeleti irányúak (130°/37°, 192°/56°). Elképzelhető, hogy ezek gyűrődések eredményei. Ez magyarázná azt is, miért tűnik vastagabbnak a Nádaskai Mészkő a felszínen (monoklinális dőlést feltételezve nagyjából 350 méternek), mint a Szől–1 fúrásban, ahol körülbelül 200 méter (BALOGH & KOVÁCS 1981). Ezek a kisebb redők a D1 fázis ÉNy–DK-i rövidülése során keletkezhettek.

A Szőlősardói-egység délkeleti felében a kiterjedt pannóniai fedő miatt nem történtek mérések a jelen munka keretein belül. Ez alól egyedül az alsótelekesi bánya kivétel, amit részletesen ZELENKA et al. (2005) dolgozott fel. A bánya délkeleti falán középső- és felső-triász karbonátok jelennek meg néhol hatalmas, több tíz méteres tömbökként a gipszbe gyúrva (pl. Alsótelekes At–62 jelű fúrás). Lehetséges, hogy ezek a kipréselt evaporit által felszakított, vagy éppen az egykori fedőképződményekből az evaporitba



11. ábra. A Lászi- (Steinalmi+Derenki/Bódvalenkei+Hallstatti) és Henci-egységek (Gutensteini+Szini Márga) alkotta duplex kialakulása (elvi vázlat lépték nélkül)

Figure 11. *Development of the duplex formed by the Lászi (Steinalm+Derenk/Bódvalenke+ Hallstatt Formations) and Henc units (Gutenstein+Szin Formations) (conceptual sketch without scale)*

süllyedt kőzetdarabok. Az evaporit valószínűleg a Szőlősardói-egység aljáról származhat (lásd Rb–531 jelű fúrás). A területen mélyült több tucat fúrás alapján az evaporit és a körülötte lévő egyéb képződmények éles vonalak mentén különülnek el egymástól, melyek meredek határra utalnak. Lehetséges, hogy ezek oldaleltolódások, de az biztos, hogy az evaporit sótektonikai deformációval került mai dómjellegű helyzetébe (ZELENKA et al. 2005).

ZELENKA et al. (2005) a bányabeli mérések alapján két tektonikai fázist különített el: egy korábbi NyÉNy–KDK-i irányú tágulást és egy későbbi északnyugat–délkeleti irányú összenyomást. Jelen munka feszültségmező-értelmezése szerint az extenziós fázis mellett két kompressziós tektonikai fázis különíthető el, melyek (Ny)ÉNy–(K)DK-i és É–D-i irányú összenyomással jellemezhetők (7. ábra). E két fázis szétválasztása megtehető a vetőkarcok alapján, de a térképi méretű vetők besorolása nehéz.

Az északnyugati bányafalban a triász formációk kőzetei a miocén üledékekre tolódva látszódnak, ami arra utal, hogy a mozgás a kora-miocén során még aktív volt (MOLNÁR 1967, ZELENKA et al. 2005). A 3. ábra C–C' szelvénye mutatja, hogy a rátolódásokat fúrások is igazolták. A Rb–531 fúrásban kétszer lép fel a Bretkai és/vagy Felsőnyárádi Formáció, vagyis itt egy késő-eggenburgi vagy fiatalabb szerkezeti ismétlődés kétségtelen. A Rb–531 és –462 fúrások valószínűleg ugyanazt a szerkezeti elemet harántolták, hiszen mindkettőben a Bretkai vagy Felsőnyárádi Formáció középső-triász formációk alatt jelent meg (NÉMETH N. szóbeli közlése szerint valószínű, hogy szelvényrajzunktól eltérően, nem csak Gutensteini Formáció dolomitja, hanem más középső-triász képződmény is lehetséges tektonikus fedőként). A közepes dőlés alapján a szerkezeti elem lehet rátolódás vagy esetleg (nem függőleges) balos eltolódás. Előbbi esetben nagyjából ÉNy–DK-i összenyomás, utóbbi esetben közel É–D-i összenyomású eltolódásos feszültségmező lenne jellemző. ZELENKA et al. (2005) adatainak újraelemzése alapján mindkét deformáció jelen lehetett (7. ábra, C, D) és a D3 és D4 fázisokba sorolhatjuk az elemeket. A Darnó-zóna délebbi szakaszán mért vetőkarcok alapján az ÉNy–DK-i összenyomás eggenburgi–kora-ottnangi, az eltolódásos feszültségmező késő-ottnangi–kora-badeni lehet. Fedőjük az alsó-pannóniai Edelényi Tarkaagyag, ami a rátolódásos mozgás felső korhatárát jelzi az általunk vizsgált területen.

Bódvai-egység

A bódvai kifejlődés képződményeiből felépülő Bódvai-egység a terület keleti peremén húzódik, ahol Gutensteini Formáció, valamint Steinalmi és Bódvalenkei Mészkő építi fel. Egy keskeny sávban a Gutensteini F. határa fejlett rauhwacke. Az egység már nem képezte részét jelen munkának, azonban a vizsgált egységekkel való kapcsolata fontos kérdés. Jelen elemzés alapján ez képezi a jelenlegi legalsó szerkezeti egységet. Az Aggteleki-takaró frontális pikkelyei DK-i vergenciával tolódtak az egységre a D1 fázis alatt. Valószínű, hogy a meredekebb helyzetbe került frontális rámpa reaktiválódhatott a D4 fázis alatt balos eltolódásként: térképünk ezt rögzíti.

Diszkusszió: Tektonikai fázisok és szerkezetalakulás

D1, D2 és D3 események sorrendje

A következőkben időrendi sorrendben összefoglaljuk a területnek a megfigyelések alapján kirajzolódó tektonikai fejlődésmenetét. Mivel a D1–D3 fázisok több szempontból összefüggenek, korviszonyaik csak együtt tárgyalhatók.

Az első fázis kompressziójának következményeként kiterjedt takaróképződés ment végbe: ekkor tolódott fel DK-i irányban a Szőlősardói-egység és az Aggteleki-takaró, ekkor jöhettek létre annak frontális pikkelyei, valamint ekkor jött(ek) létre a Henci-egységen belül az elsődleges rátolódás(ok), azaz az alsó-triásznak a Gutensteini Formáció dolomtjára való mozgása.

Ugyanez az összenyomás Alsótelekesnél valószínűleg kipréselte és felboltozta a Szőlősardói-egység alján található Perkupai Evaporitot, létrehozva a ZELENKA et al. (2005) által leírt gipszdómot és beindítva a sótektonikát (4. ábra).

A D2 tektonikai fázis nagyjából É–D-i irányú kompressziójának eredményeként jöttek létre azok a fiatal-idősön típusú rátolódások, melyek a Lászi- és Henci-egységek létrejöttéhez vezettek, és amelyek a Henci- és Szőlősardói-egység tektonikus kapcsolatáért is felelősek. Ekkor alakult ki a Henci-egység duplexrendszere, miközben a rendszer tetőlenyesése fölött a Lászi-egység kőzettömege is tovább mozoghatott (3. ábra A–A' és B–B' szelvény, 11. ábra). Ez az értelmezés eltér mind a dörzsbreccsa-értelmezéstől, mind a Lászi-egység felső helyzetbe sorolásától (LESS 2000). Ugyanakkor jobban beleillik a Szilicei-takarórendszer déli vagy délkeleti irányú áttolódásáról alkotott képbe (GRILL et al. 1984).

Az első fázis korának meghatározása közvetlen adatok híján igencsak nehéz. Regionális adatok alapján a Szőlősardói-egység nyugati folytatását harántoló Kánó–1 és Ragály–1 jelű fúrásokban a Pötscheni Mészkő fölött száz méternél is vastagabb a Szécsényi Slír. Mivel a formáció az Aggteleki-takaró felett is megjelenik, így arra következtethetünk, hogy e képződmény az Aggteleki-takarónak a Szőlősardói-egységre való délkeleti irányú áttolódása után rakódott le. Ennek alapján valószínű, hogy a D1 és D2 fázisok a késő-oligocén előtt mentek végbe. Az alsótelekesi külfejtésben szintén nyomozhatjuk az oligocén előtti deformációt. Érdemes visszarendeznünk a 3. ábra C–C' szelvényén, a Rb–531 fúrásban észlelt rátolódásokat, amik az oligo-miocén képződményeket érintették és a D3 fázisba soroltuk. Ekkor a talpi szintjükben kisimított oligo-miocén képződmények alatt eltérő mezozoos formációk jelennek meg: északnyugatabbra Gutensteini, délkeletebbre Szini Formáció. A legészaknyugatibb blokkban pedig Bódvaszilasi Formáció fog megjelenni, a D3 rátolódás hatásának eltávolítása után. Ezen eltérő mezozoos kőzetek defor-

mációja (kibillenése) a késő-oligocén előtti, azaz a D1 (esetleg D2) fázisba sorolható. Ez a korbesorolás eltér a korábbiaktól (GRILL et al. 1984, LESS 2000), melyek a Darnó menti miocén eltolódásokhoz kötötték az egységek egymásra kerülését.

Az alsótelekesi megfigyelések alapján azonban az is kétségtelen, hogy a miocén elején felújult az ÉNy–DK-i összenyomás, ezt mi D3 fázisként azonosítottuk. Ekkor azonban néhány tíz vagy száz méteres elvetések jöttek létre, amit a korábbi szerzők jeleznek is (MOLNÁR 1967, HERNYÁK 1977, ZELENKA et al. 2005). Ezért különítjük el az egyébként hasonló rövidülési irányokkal jellemezhető D1 és D3 fázisokat, mert egyikük a késő-oligocén előtt ment végbe, a másik pedig a miocénben történhetett és legkésőbb az ottnangi elején ért véget.

A kormeghatározás jobban megközelíthető, ha a területtől közvetlen északra végzett szerkezetelemzéssel vetjük össze. KÖVÉR et al. (2009) munkájában a D4 fázisba helyezi a metamorf Telekesoldali-takarónak a Bódvai-egségre való mozgását. Ez a deformáció mind irányát, mind töréses jellegét tekintve közel áll e munka D1 fázisához, tehát azzal korreláljuk. Az ottani D5 fázist pedig a Henci-egység D2 fázisával vethetjük össze, mivel mindkettő kései déli vergenciájú rátolódásokból áll. KÖVÉR et al. (2009) geokronológiai adatai alapján 90 M év körülire tehetjük a két fázis létrejöttének idejét (91,1±3,7 és 90,5±3,6 M éves K-Ar korok), de a fázisok időtartamáról nincs pontos információnk.

A Szőlősardói-egység az Aggteleki-takarótól eredetileg délre helyezkedett el (LESS et al. 2006), így felmerül a lehetőség, hogy a jelenleg tektonikusan köztük elhelyezkedő Henci- és Lászi-egységek eredeti helyzete a Szőlősardói-egységtől északra, az Aggteleki-takarótól pedig délebbre volt. Mivel azonban a Szőlősardói- és Henci-egység kapcsolata nem elsődleges, ezért a mai sorrend nem elégséges az eredeti paleogeográfiai kapcsolatok megállapítására. A D2 fázis rátolódásai ugyanis megfordíthatták a sorrendet. Pontos fácieselemzésre lenne szükség a releváns középső- és felső-triász lejtőképződményeket illetően.

Fiatal-idősön típusú rátolódások

A vizsgált területre nagyon jellemzőek a fiatal-idősön típusú rátolódások. A D2 fázisba szinte csak ilyen típusú elemet soroltunk. Ez azt jelzi, hogy a terület jelentős takarós jellegű áttolódásai legalább egy, esetleg több korábbi takaróképződést és/vagy gyűrődést követtek, amely(ek) a rétegeket már kibillentette eredeti vízszintes helyzetükből. A szerkezetalakulás eme komplikált elemeit LESS (2000) már felismerte a Derenki-zónában, ahol egymásra tolt redőként értelmezte a szerkezetet. Az eredmény fiatal-idősön típusú rátolódás lett. Hasonlóan, a Rudabányai-hegység központi részén szintén jelentős a „késői” rátolódás, ahol eltérő korú vagy metamorf fokú képződmények kerülnek egymás fölé: KÖVÉR (2005) és KÖVÉR et al. (2008, 2009) munkájának D4 és D5 fázisa is ilyen. Bizonyos értelemben hasonló jellegű a LESS et al. (1988) térképén ábrázolt Martonyi-takaró, ahol Bódvai-egység alsó-triászára (metamorf) középső-triász tolódik (LESS 2000, FODOR & KOROKNAI 2000). A fiatal-idősön típusú rátolódások jelentősége, hogy igen megnehezítik az eredeti elsődleges takarósorrend rekonstruálását: erre tulajdonképpen eddig csak modellek születtek (GRILL et al. 1984, LESS et al. 2006), a konkrét szerkezeti adatok hiányosak.

A Darnó-zóna jelentősége

A terület szerkezetelemzése hozzájárult a Darnó-zóna értelmezéséhez is. Az evaporitfejtésben ZELENKA et al. (2005) által azonosított, általunk D3 fázisnak értelmezett rátolódások érintik a miocén tarkaagyagot, mely valószínűleg a Felsőnyárádi Formációba sorolható. A rátolódások vergenciája DK-i, és nagyjából ÉNy–DK-i összenyomás jellemezhette azokat. DK-i vergenciájú rátolódásokat kissé délre, Rudabánya táján is felismertek a hegység nyugati oldalán (PANTÓ 1956, HERNYÁK 1977, LESS et al. 2006, 49. oldal). A vergencia hasonló a hegység keleti peremén régóta ismert, miocén üledéket is érintő rátolódásokhoz. Véleményünk szerint az alsótelekesi adatok is inkább arra utalnak, hogy a Darnó-zóna a miocén elején rátolódásként és nem eltolódásként működhetett. Erre jutott SZTANÓ & TARI (1993) szeizmikus szelvény értelmezése és a zóna feszültségadatainak elemzése (FODOR et al. 2005). A feszültségmező-adatokból nem következik, hogy ekkor a Rudabányai-hegység egy pozitív virágszerkezetet formált volna, hiszen ÉÉNy–DDK-i irányúnak kellett volna lennie a maximális összenyomásnak.

A következő D4 fázisban azonban a Darnó-zóna balos eltolódásos vetőága szerepet játszhatott az evaporitdóm végső alakjának kialakulásában, ahogy arra ZELENKA et al. (2005) következtetett. A balos mozgás reaktiválhatott egyes korábbi, akár a D1, akár a D3 fázisba tartozó rátolódási síkokat is. Ez a komplex szerkezetfejlődés vezethetett el ahhoz a képhez, hogy a Rudabányai-hegységet pozitív virágszerkezetként lehetne értelmezni (FÖLDESSY et al. 2010 értelmezése PANTÓ 1956 és HERNYÁK 1977 és saját adataink alapján). A Darnó-zóna alsótelekesi ága menti balos elmozdulás nagysága azonban továbbra is vita tárgya lehet, a hegység központi részén ugyanis nem látszik az ábrázolt eltolódás folytatása (KÖVÉR et al. 2008). Tehát vagy az elvetés nem lehetett nagy az alsótelekesi ág mentén, vagy az kompenzálódott eddig fel nem ismert rátolódásokban. Ugyanakkor a balos mozgás más vetőket is reaktiválhatott a zóna közelében. Ilyen a normálvető felújulása az Alsótelekes At–47 fúrás felé. A normálvetők mentén az evaporit ÉNy irányba és felfelé nyomulhatott.

GRILL et al. (1984), SZENTPÉTERY (1988), FODOR et al. (2005) alapján tudjuk, hogy a Darnó-zóna egyes ágai a miocénben, közelebbről a késő-ottnangi–kora-badeni időben biztosan mozogtak. A D2 fázis ~É–D-i rövidülési iránya azonban felveti, hogy volt egy korábbi balos elmozdulási fázis. Ez a D2 közvetett datálása miatt a kréta végére-közepére lenne tehető. Ez a hipotézis további vizsgálatokat igényel.

Következtetések

A munka vizsgálatának tárgya, a szőlősardói Henc-völgy és környezete összesen öt tektonikai egységre osztható: az aggteleki kifejlődést képviselő Aggteleki-egységre, a Lászi- és Henci-egységre, a szőlősardói képződménysorból felépülő Szőlősardói-egységre, valamint a bódvai kifejlődést felvonultató Bódvai-egységre. A terület mai szerkezeti képét jelen mű szerint legalább öt tektonikai átalakulási fázis alakította ki, melyek közül a két legidősebb a krétában, 90 millió év környékén ment végbe. A rátolódásokkal jellemzett D3 fázis a miocén elején, a késő-ottnangi előtt, az eltolódásos D4 a késő-ottnangi–kora-badeniben, a legfiatalabb D5 pedig a késő-pannóniai– pliocén során játszódott le.

A korábbi elképzelésekkel szemben, jelen mű modellje szerint a kiemelten kutatott Lászi- és Szőlősardói-testek nem dörzsbreccsa-testek és nem takaróroncsok, hanem beilleszkednek a DK-i, majd a későbbiekben D-i vergenciájú takaró- és pikkelysorozatokba. A szerkezet összetettségét az adja, hogy a második deformációs fázisban leginkább fiatalidősön típusú rátolódások jöttek létre. Ilyen típusú rátolódás adja a duplexrendszernek értelmezett, Lászi- és Henci-egységek talpi és tetőlenyesési felületeit is. Ez a deformáció a hegység más területein is megjelenik, és igen jelentősen átrendezhette az eredeti őskörnyezeti viszonyokat talán még tükröző elsődleges takarósorrendet. Ezért a teljes szerkezeti kép rekonstruáláshoz további pontos üledékföldtani értelmezésekre is szükség lesz.

A terület elemzése arra is utal, hogy a Darnó-zóna ottnangi előtti mozgására inkább a rátolódásos deformáció jellemző (D3 fázis). A zóna késő-ottnangi–kora-badeni mozgásását a balos eltolódás uralhatta, amely felelős lehetett az alsótelekesi gipszdóm végső alakjának kialakulásáért. A késő-miocén–pliocén széthúzásos deformáció pedig — a Pannon-medence más területeihez hasonlóan — Szőlősardó környékén is térképi méretű normálvetőkben öltött testet.

Köszönetnyilvánítás

KOVÁCS Sándor a Szőlősardó–2 jelű fúrás Conodonta-vizsgálati eredményeivel és a Hallstatti Mészkő Formáció „Lászi-forrási Tagozatáról" nyújtott információkkal segítette munkánkat. HIPS Kinga az alsó-triász képződmények felismerésében és besorolásában, valamint a vékonycsiszolatok elemzésében volt segítségünkre. A Szőlősardó Szől–2 jelű fúrás képződményeinek meghatározásában LESS György adott további hasznos tanácsokat, aki a dolgozat egy korábbi változatát is bírálta. Az alsótelekesi törési adatsort NÉMETH Norbert bocsátotta rendelkezésünkre. A Fehér-barlangra FÜGEDI Ubul hívta fel a figyelmet, aki a barlangi vizsgálatot is segítette. A kéziratot PALOTAI M. és NÉMETH Norbert alapos lektori munkája javította. A munka befejezését FODOR L. 81530 számú kutatási pályázata támogatta. A terepi munkát és a szakdolgozat elkészültét HAAS J. által vezetett T 61872 számú pályázata segítette. Hálásak vagyunk a szőlősardói MÉSZÁROS házaspár szíves közreműködéséért a Henc-völgy földrajzi elnevezéseinek összegyűjtésében.

Irodalom — References

ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. — *Journal Geophysical Research* **89,** B7, 5835–5848.

BALOGH K. & KOVÁCS S. 1981: A Szőlősardó–1. sz. mélyfúrás. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1979-ről*, 39–63.

BALOGH K. & PANTÓ G. 1952: A Rudabányai-hegység földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1949. évről,* 135–154.

BUTLER, R. W. H. 1982: The terminology of structures in thrust belts. — *Journal of Structural Geology* **4,** 239–245.

CSONTOS L. 1998: *Szerkezeti földtan.* — Egyetemi jegyzet, ELTE, Budapest, 208 p.

FODOR, L. & KOROKNAI, B. 2000: Ductile deformation and revised lithostratigraphy of the Martonyi Subunit (Torna Unit, Rudabánya Mts.), northeastern Hungary. *Geologica Carpathica* **51/6,** 355–369.

FODOR, L., RADÓCZ, Gy., SZTANÓ, O., KOROKNAI, B., CSONTOS, L. & HARANGI, Sz. 2005: Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. — *Geolines* **19,** 142–162.

FODOR, L., HIPS, K., KOVÁCS, S., PÉRÓ, CS., PIROS O., SIMON, H. & VELLEDITS, F. 2006: *Evolution of the Aggtelek platform in the Anisian-Ladinian. Fieldtrip in Aggtelek 19/10/2006–22/10/2006.* – Kirándulásvezető, Magyarhoni Földtani Társulat, 47 p.

FÖLDESSY J., NÉMETH N. & GERGES A. 2010: A rudabányai színesfém-ércesedés újrakutatásának előzetes földtani eredményei. — *Földtani Közlöny* **140/3,** 281–292.

GRILL J. 1988: Hegységszerkezet. — In: LESS et al. 1988: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana: Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 arányú fedetlen földtani térképéhez. Kézirat*, 286–305.

GRILL J., KOVÁCS S., LESS Gy, RÉTI Zs, RÓTH L. & SZENTPÉTERY I. 1984: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. — *Földtani Kutatás* **27,** 49–56.

HAAS J. (szerk.), BÉRCZINÉ MAKK A., BUDAI T., HAAS J., HARANGI SZ., HIPS K., JÓZSA S., KONRÁD GY., KOVÁCS S., LESS GY., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PIROS O., RÁLISHNÉ FELGENHAUER E., TÖRÖK Á. & VELLEDITS F. 2004: *Magyarország geológiája. Triász.* — Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.

HAAS, J., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A. & SZEDERKÉNYI, T. 2001: *Geology of Hungary.* — Eötvös University Press, Budapest, 317 p.

HERNYÁK G. 1977. A Rudabányai-hegység szerkezeti elemzése az elmúlt húsz év vizsgálatai alapján.— *Földtani Közlöny* **107/3–4**, 368–374.

HIPS, K. 2001: The structural setting of Lower Triassic Formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geologic mapping. — *Geologica Carpathica* **52/ 5,** 287–299.

HORVÁTH B. 2010: A szőlősardói Henc-völgy földtani szerkezete. —*Diplomamunka*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 77 p.

JÁKFALVI S. 2009: Geofizikai és vízkémiai módszerek alkalmazása vízbázisvédelmi feladatok esetében, Pocsaj és Szőlősardó területén. — *Diplomamunka*, ELTE Alkalmazott Földtani Tanszék, 89 p.

KOVÁCS S. 1988: Rétegtan, Alaphegységi képződmények, Nem metamorf kőzetek, Perm-mezozoikum, Aggteleki-, Szőlősardói- és Bódvai-sorozat, Triász pelágikus medencefáciesek. — In: LESS et al. 1988: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana: Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 arányú fedetlen földtani térképéhez. Kézirat*, 115–212.

KOVÁCS S. 1990: Rudabányai-hegység, Szőlősardó, Bedela-kút feletti hegyoldal, Nádaskai Mészkő Formáció. — *Magyarország geológiai alapszelvényei* **138,** a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 4 p.

KOVÁCS S., LESS GY., PIROS O. RÉTI ZS. & RÓTH L. 1988: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász formációi. — *MÁFI Évi Jelentése 1986-ról*, 19–43.

KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. & RÓTH, L. 1989: Triassic formations of the Aggtelek–Rudabánya Mts. (Northeastern Hungary) — *Acta Geologica Hung*arica **32,** 31–63.

KOVÁCS S., LESS GY., PIROS O., RÉTI ZS. & RÓTH L. 1993: Aggtelek–Rudabányai egység. — In: HAAS J. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. *Magyar Állami Földtani alkalmi kiadványa,* Budapest, 155–221.

KÖVÉR Sz. 2005: Metamorf és nem-metamorf szerkezeti egységek deformációja a Rudabányai-hegység középső részén. — *Diplomamunka*, ELTE TTK, MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, Budapest, 130 p.

KÖVÉR SZ., FODOR L. & KOVÁCS S. 2008: A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata — régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*, 2006, 97–120.

KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., NÉMETH, T., BALOGH, K. & KOVÁCS, S. 2009: Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) unravelled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies. — *Geodinamica Acta* **22**, 3–29.

LESS Gy. 1998a: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani térképe. M=1:100 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.

LESS Gy. 1998b: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység tektonikai térképe. M=1:100 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.

LESS, Gy. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek–Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians — a review. — *Slovak Geological Magazine* **6/2–3,** 260–268.

LESS Gy., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L. & GYURICZA Gy. 1988: *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. M=1:25 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.

LESS Gy., KOVÁCS S., SZENTPÉTERY I., GRILL J., RÓTH L., GYURICZA Gy., SÁSDI L., PIROS O., RÉTI Zs., ELSHOLZ L., ÁRKAI P., NAGY E., BORKA Zs., HARNOS J. & ZELENKA T. 2006: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana: Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 arányú fedetlen földtani térképéhez.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa,Buadpest 92 p.

MILOVSKÝ, R. & PLAŠIENKA, D. 1998: Emplacement Mechanisms of the West Carpathian Cover Nappes. — *Geolines* **6,** 45–46.

MOLNÁR P. 1967: A rudabányai ÉK-i kutatási terület földtani és teleptani viszonyai. — *A NME Közleményei* **15,** 151–174.

PANTÓ G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — *MÁFI Évkönyv* **44/2,** 329–637.

RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. 1987: *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2. Folds and Fractures.* — Academic Press, London, 309–700.

SZENTPÉTERY I. 1988: A Rudabányai-hegység és környezetének oligocén, alsó-miocén képződményei. — *MÁFI Évi Jelentése 1986-ról*, 121–128.

SZTANÓ, O. & TARI, G. 1993: Early Miocene basin evolution in Northern Hungary: *Tectonics* and *Eustacy*. — *Tectonophysics* **226,** 485–502.

TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 1992: *Structural geology*. — W. H. Freeman & Co., New York, 532 p.

ZELENKA T., KALÓ J. & NÉMETH N. 2005: Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete. — *Földtani Közlöny* **135/4,** 493–511.

Kézirat beérkezett: 2011. 05. 23.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/4, 339–356., Budapest, 2012

A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana IV.

Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban

TŐRŐ Balázs[1,2], SZTANÓ Orsolya[1], FODOR László[3]

[1] Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, ELTE, Budapest Pázmány P. sétány 1/C
[2] Jelenlegi cím: Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada
[3] MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, ELTE, Budapest Pázmány P. sétány 1/C

Inherited and syndepositional structural control on the evolution of the slope of Lake Pannon, Northern Somogy, Hungary

Abstract

The prograding shelf margin of Lake Pannon reached and ran across the Northern Somogy area between 8.8 and 8 Ma in an overall NNW–SSE direction. At about the same time, the slope crossed in the deep-water area of the Zala Basin. However, as a result of the shallow water depth, in the area of the Transdanubian Range and near the zone of Lake Balaton the slope could not develop. South of this area, at Northern Somogy, the slope progradation became uniform again. The aim of this study was to understand the controlling effects of relative lake-level changes and structural movements on slope sedimentation, based on the interpretation of approximately 1800 km of 2D seismic reflection.

The retro-deformation of the seismic sections revealed that the characteristic morphological features (deep basins and elevated highs) of the present-day pre-Pannonian basement existed before and fundamentally influenced the Pannonian sedimentation. This dissected morphology is a result of the complex structural evolution of the area, which can be subdivided into four main phases. During the Late Palaeogene to Early Miocene a transpressional phase with strike-slip and reverse faults resulted in the juxtaposition of the distinct basement units. This phase was followed by syn-rift extension and the development of the deep sub-basins bounded by normal faults during the Karpatian to the Middle Miocene. Before and during the slope progradation the structural elements exhibit a complex transpressional–transtensional deformation. This phase is responsible for the uneven basement morphology before the slope progradation. This influenced the thickness variations of the basin-filling marls and turbiditic sandstones and, also the direction of slope progradation locally. Later, during the fourth phase, the older structures were reactivated and the Pannonian sedimentary succession uplifted and folded during the neotectonic inversion of the area.

As a consequence of the highly irregular basement morphology, the Pannonian strata vary significantly over short distances. The inherited sub-basins drew the prograding slope, while the elevated edges acted as a barriers and deflected it. The uneven basement relief also influenced the local water depth of the lake and this is reflected by the varying height of the slope: at the basinal areas, the thickness of the slope sediments is greater compared to that of the elevated ones. Based on the regional seismic mapping, the area studied was filled by two slopes prograding from different directions. The north-western slope prograded from the area of the present-day Tapolca Basin towards the S–SE into the Mezőcsokonya Trough. The north-eastern slope prograded towards the SW and its progradation was influenced by the Ozora Trough and its elevated south-eastern margin, the Tamási Edge. These slopes were merged around the Igal High. In general, the slope prograded towards the S and the slope advanced 35 km within ca. 0.7 million years.

The relative lake-level changes during the progradation are marked by the shelf-edge trajectory of the advancing clinoforms: the shelf margin is constructed of alternating aggradational and progradational units, which indicates repeated rising and stagnant lake levels. These cycles can be explained by climatic changes with a periodicity of ca. 100 ky. At one location it was possible to identify two overlying slope sequences which indicates a major relative lake-level rise, however it was not traceable in the neighbouring sections. Features indicating relative lake-level fall were not apparent on the studied sections. However, unconformities could be identified and these are the results of the superposition of two slopes, prograding from different directions.

Keywords: Lake Pannon, seismic stratigraphy, slope progradation, shelf-edge trajectory, active deformation

---

Összefoglalás

Az észak-somogyi területen a Pannon-tó selfpereme mintegy 8,8–8 millió évvel ezelőtt haladt át. A lejtő a Zala-medencében nagy vízmélységű területen épült, míg a Dunántúli-középhegység és a Balaton-vonal zónájában nem is

fejlődött ki. Ennek ellenére az észak-somogyi területen ismét egységes arculatú lejtőépülést tapasztaltunk. A vizsgálat célja a lejtőépülést befolyásoló tényezők — elsősorban a korabeli relatív vízszint ingadozások és a potenciális szerkezeti mozgások hatása — feltárása volt, mintegy 1800 km 2D szeizmikus szelvényháló segítségével.

A posztpannóniai deformáció lefejtése felfedte, hogy az aljzatmorfológia jellege a maihoz hasonló lehetett, csak a medencék és aljzatmagaslatok szintkülönbsége kisebb volt, és alapvető hatást gyakorolt az üledékképződés menetére. E tagolt aljzatmorfológia kialakulásának oka a terület szerkezetföldtani fejlődéstörténete, mely négy fázisra osztható. A késő-paleogén–kora-miocén transzpresszió felelős az eltérő aljzatképződmények egymás mellé kerüléséért. Ez a mozgás a szelvényeken megjelenő jobbos eltolódási és feltoldási (transzpressziós) szerkezeti elemek mentén ment végbe. Ezt a fázist a kárpáti–középső-miocén extenziós feszültségmezőhöz kapcsolódóan normál vetők kialakulása követi. A késő-miocén események, azaz a lejtőépülés előtti és alatti szerkezeti elemek komplex, transzpressziós és transztenziós jegyekkel bírnak. E fázis felelős a lejtő progradációt megelőző aljzatmorfológia kialakulásáért, a mélyebb medencéket kitöltő márga- és homokkőösszletek vastagságbeli változékonyságáért, valamint a lejtő irányának kis mértékű, ám lokálisan jelentős megváltozásáért. A negyedik — lejtőépülés utáni — fázis során a korábbi szerkezeti elemek reaktiválódtak, majd a neotektonikus inverzió során a képződmények meggyűrődtek.

Az erősen tagolt aljzat révén a pannóniai képződmények rétegsora kis távolságon belül is változékony. Az épülő lejtőt az egykori átöröklött mélyedések vonzották, míg a kiemelt peremek eltérítették azt. Ugyancsak a tagolt aljzat miatt a vízmélység helyi változékonysága befolyásolta a lejtő magasságát: a mélyebb vizű medencék területén a lejtőt alkotó képződmények jóval vastagabbak, mint a kiemelt, peremi területeken. Regionális szeizmikus térképezés alapján a területet két különböző irányból épülő lejtőn át érkező üledék töltötte fel. Az északnyugati lejtő a mai Tapolcai-medence felől épült dél délkelet felé a Mezőcsokonyai-árokban. Az északkeleti lejtő délnyugat felé való épülését az Ozorai-árok és a Tamási-perem határozta meg. A két lejtő találkozási helye az Igali-hát körül található. A lejtőépülés döntően DDK felé, mintegy 0,7 millió év alatt, 35 km-t haladt.

A lejtőépülés során bekövetkezett relatív vízszintváltozásokat a selfperem nyomvonal lefutása jelzi: a fokozatos, kisebb lépésekből álló aggradáció és progradáció váltakozása ismételt relatív vízszintemelkedésre és stagnálásra utal. Ezek kb. 100 ezer éves skálán zajló klimatikus folyamatok eredményei lehetnek. Egy helyen azonosítottunk egy lokális kifejlődésű relatív vízszintemelkedést jelző második lejtőszintet, mely a szomszédos területeken már nem jelent meg. Relatív vízszinteséshez kapcsolódó jelenség nem fordult elő a szelvényeken, azonban sikerült azonosítani olyan unkonformitásokat, melyek eltérő irányú lejtők találkozásához kapcsolódnak.

Tárgyszavak: pannóniai, szeizmikus sztratigráfia, lejtőépülés, selfperem nyomvonal, aktív deformáció

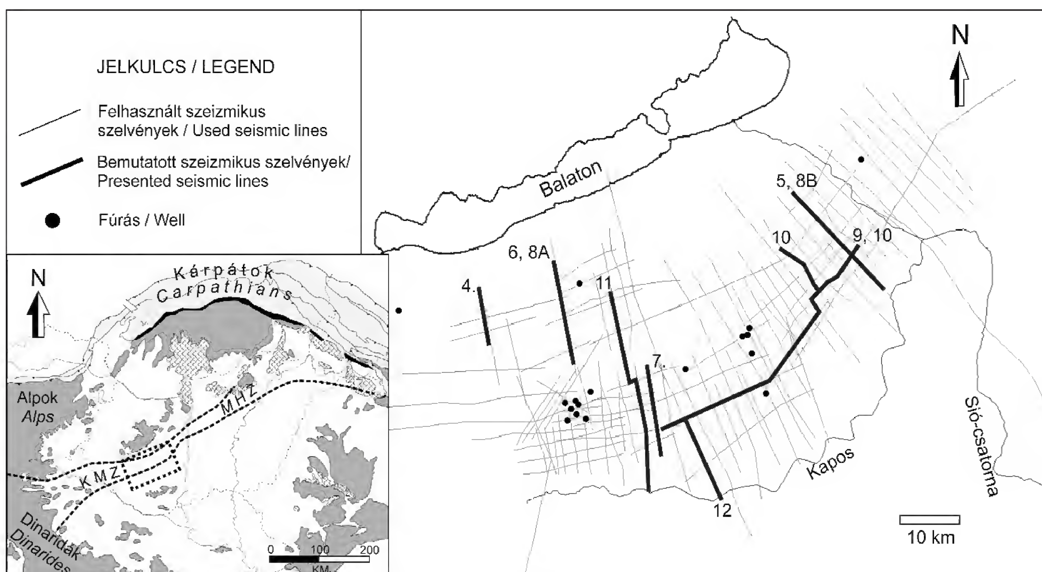
Bevezetés

A szeizmikus kutatások révén és a szeizmikus adatok regionális jellege miatt a Pannon-medence késő-miocén szerkezet- és üledékföldtani vizsgálata elsősorban a mélyebb részmedencék területén zajlott intenzíven (POGÁCSÁS 1984, BÉRCZI & PHILLIPS 1985, ROYDEN & HORVÁTH 1988, POGÁCSÁS et al. 1989, VAKARCS et al. 1994). Habár ismert, hogy az egyes részmedencék fejlődéstörténete jelentős eltéréseket mutat, nem csak a különböző idejű feltöltődés, hanem a differenciált posztrift süllyedés és lokális deformáció miatt, eddig alig dokumentáltak a részmedencék peremén lévő aktív szerkezeteket, melyek az üledékképződést befolyásolták. Üledékképződéssel egyidős deformációval magyarázta a látszólag nagy és kis magasságú lejtők kialakulását a Kelet-Alföldön SZTANÓ et al. (2007). Nagyobb vastagságú, medencekitöltő rétegsorok esetében UHRIN et al. (2009) bizonyította, hogy a pannóniai rétegek — elsősorban a lejtőt alkotó kőzettestek — vastagságviszonyait a zalai redők kezdődő formálódása befolyásolta. Ugyancsak UHRIN (2011) demonstrálta, hogy a lejtőépülés irányára és így a feltöltődés menetére a Kisalföldet két részre osztó Mihályi-hát jelentős hatást gyakorolt.

A vizsgálati terület a Somogyi-dombság északi részén, a Balatontól délre található. A terület kiemelt jelentőségű szerkezetföldtani szempontból, hiszen a területen keresztül húzódik a Közép-Magyarországi-zóna (BALLA 1984, BALLA et al. 1987, CSONTOS et al. 1992; CSONTOS & NAGYMAROSY 1998), mely mentén jelentős elmozdulások zajlottak le a Pannon-medence fejlődése során is. E széles deformációs öv, amennyiben a késő-miocén során is aktív volt, befolyásolhatta az üledékképződés — elsősorban a lejtőépülés — menetét a pannóniai során. Munkánk célja az volt, hogy bemutassuk egy olyan, sekélyebb vízzel borított terület fejlődéstörténetét, mely jelentősen különbözik a DNy felől szomszédos, mély vízzel borított Zalai-medence fejlődésétől. Ehhez felhasználtunk 114 darab, mintegy 1800 km összhosszúságú kétdimenziós szeizmikus szelvényt, melyet 22 fúrás adatsora egészített ki. A szelvények egy ÉK–DNy – ÉNy–DK-i irányú hálót alkotnak (1. ábra). A fúrások elsősorban a rétegtani egységek azonosítására szolgáltak. A tanulmányban ezek közül csak a rétegtanilag fontos fúrások kerülnek bemutatásra.

A szinrift fázis utáni szerkezetfejlődés fő vonásai

A Pannon-medence kora–középső-miocén extenzióját követően nyugodt posztrift süllyedéssel számolhatunk (mintegy 12 millió évtől; HORVÁTH & ROYDEN 1981, ROYDEN et al. 1983, HORVÁTH & RUMPLER 1984). Emellett a medence szerkezetföldtani fejlődéstörténetében jelentős események zajlottak le a késő-miocén során is. A szubdukcióhoz kapcsolódó extenziós feszültségmező fokozatos megszűnésével, és egy döntően kompressziós feszültségmező fokozatos kialakulásával megkezdődött a medence inverziója, mely az Adriai-mikrolemez folytatódó, északi irányú mozgásának és nyugatias forgásának az eredménye (BADA et al. 1999, 2007; FODOR et al. 2005). A neotektonikus inverziót jelző



1. ábra. A vizsgálati terület helyzete a Pannon-medence egyszerűsített szerkezeti térképén (CSONTOS et al. 2005 alapján), a vizsgálat során felhasznált szelvények és fúrások helye és az alábbiakban bemutatott szelvények nyomvonalai (a számok az ábraszámokkal egyezőek). KMZ = Közép-magyarországi-zóna

***Figure 1.** Simplified structural map of the Pannonian Basin and it's surroundings with the location of the study area (after CSONTOS et al. 2005) and the 2-D seismic network, with the location of the wells and the traces of the seismic profiles shown in this study (the numbers correspond with figure numbering). MHZ = Mid-Hungarian Zone*

kompresszió fokozatosan alakult ki a Déli-Alpoktól kezdve, a Pannon-medence belseje felé, így DNy-tól ÉK felé eltérő időben érintette a medence területeit. Ebből adódóan regionális kompresszió legkorábban a délnyugat-dunántúli területet érintette, regionális gyűrt szerkezeteket létrehozva (8–7 millió évvel ezelőtt), míg a medence közepe felé a transzpressziós szerkezetek dominálnak (SACCHI et al. 1999; MÁRTON et al. 2002; BADA et al. 2007, 2010; UHRIN et al. 2009).

A Somogyi-dombság területén ez a kompressziós jelleg szintén megtalálható (BALLA et al. 1987, KŐRÖSSY 1990, CSONTOS et al. 2005). Valamennyi szerző a kompressziós, rátolódásos szerkezetek túlsúlyát és fontosságát említi, elsősorban a Balaton-vonal mentén lévő fúrások rétegsorai és szeizmikus szelvények alapján. Ezeket a szerkezeteket, valamint a pannóniai képződmények enyhén gyűrt jellegét idősebb szerkezeti elemek reaktivációjához kapcsolják. CSONTOS et al. (2005) emellett már említ fiatalabb pannóniai–kvarter, balos eltolódásos fázishoz kapcsolódó szerkezeti elemeket is, azaz a tiszta kompresszió a területen megszűnik és megjelenik egy transzpressziós jelleg. Ezek alapján a területet egy összetett késő-miocén szerkezeti fejlődés jellemezheti. A területen a pannóniai képződmények általános délies dőlése a Dunántúli-középhegységet és környezetét érintő jelentős inverzió általi kiemelkedés következménye (HORVÁTH 1995, HORVÁTH & CLOETINGH 1996). Ezáltal a pannóniai képződmények néhol a felszínre bukkannak, illetve jelentős rétegtani hiánnyal (mintegy 3–4 millió év) változatos vastagságú kvarter képződmények fedik őket (SACCHI et al. 1999, MAGYARI et al. 2005, HORVÁTH et al. 2010).

Késő-miocén tavi üledékképződés a Pannon-medencében

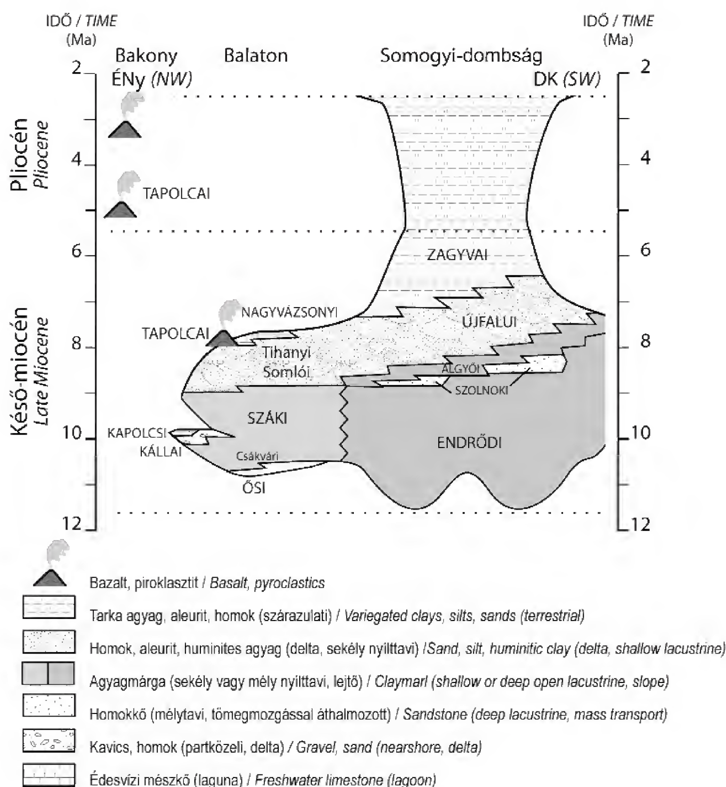
Az Alp-Kárpáti-hegységrendszer kiemelkedése és lepusztulása révén jelentős mennyiségű hordalék érkezett a Pannon-medencébe a késő-miocén során, mely fokozatosan feltöltődött a peremek felől érkező folyóvízi-, delta- és mélyvízi törmelékkúp rendszerek által. A behordás iránya döntően ÉNy-i, ill. ÉK-i volt (POGÁCSÁS 1984, BÉRCZI & PHILLIPS 1985, MATTICK et al. 1988, JUHÁSZ GY. 1992, VAKARCS et al. 1994, MAGYAR 2010). A miocén végére a medence nagy részén folyóvízi–mocsári üledékképződés folyt.

A medence pannóniai s.l. üledékképződési modelljének alapját az Alföld területén végzett kutatások biztosították. Az itt mélyült fúrások kiértékelése, és a szeizmikus szelvényeken azonosított szeizmikus fáciesek felismerése alapján öt fő felhalmozódási környezetet különítettek el, akkori szóhasználattal élve: mélymedence, prodelta, deltafront–deltalejtő és deltasíkság, valamint alluviális síkság (POGÁCSÁS 1984, 1987; BÉRCZI & PHILLIPS 1985; BÉRCZI 1988; POGÁCSÁS et al. 1988, 1989, 1994). Újabban ezt mélymedence, medencelejtő és self morfológiájú részekre tagoljuk (MAGYAR 2010) és utóbbin helyezkednek el a terrigén üledéket a medencébe terítő delták, melyek a peremek irányában összefogazódnak a folyóártéri rendszerekkel.

Az óceáni környezetekben használt fogalmak adoptálásának alapja, hogy a Pannon-tó mindenkori peremén is megtalálható egy változó mértékben sekély vízzel borított,

csekély lejtésű terület, mely jelentősebb, néhány száz méter nyi szintkülönbséggel különül el a mélymedence területétől, ahogy azt a szeizmikus szelvények klinoformjai jelzik (vö. POGÁCSÁS 1984). E kettőt köti össze a lejtő, melynek dőlése 2 és 7 fok között változik (cf. POREBSKI & STEEL 2003, MAGYAR 2010, UHRIN 2011, MAGYAR et al. 2012; SZTANÓ et al. 2012). A selfen a tóba betorkolló folyók deltái akár a selfperemekig épültek, ha elegendő hordalék érkezett a háttérterületről (SZTANÓ et al. 2005, 2007). A selfperemi deltákra kidolgozott modellek így jól alkalmazhatóak a Pannon-tó esetében is (UHRIN et al. 2009, SZTANÓ et al. 2012). A Pannon-tavi lejtőreflexiók jól körülhatárolható kötegekbe rendeződnek (pl. MATTICK et al. 1994, UHRIN et al. 2009, SZTANÓ et al. 2012), melyet autociklikus vándorlás és klimatikusan irányított vízszintingadozások is meghatároznak (cf. JUHÁSZ E. et al. 1996, 1997). Általában az tapasztalható, hogy a self és a lejtő is gyarapszik, azaz a klinoformok felfelé és előre épülnek (aggradáció) vagy csak a lejtő vándorol medenceirányban, míg a self nem gyarapszik felfele (progradáció) (cf. BULLIMORE et al. 2005, SZTANÓ et al. 2012).

A Somogyi-dombság északi részén, a Balaton környékéhez hasonlóan „medenceperemi" stílusban, míg a déli területen a mély medencékhez hasonlóan folyt az üledékképződés. Előbbi azt takarja, hogy a prepannóniai aljzatmagaslat felett kondenzált, időben jelentős, ám vékony agyag és márga (pl. Száki F.) települ, erre következnek a deltalebenyek (Somlói és Tihanyi Formációk; 2. ábra; JÁMBOR 1980, KORPÁSNÉ HÓDI 1998, SACCHI et al. 1998, JUHÁSZ E. et al. 1999, SZTANÓ et al. 2007, CSILLAG et al. 2010, HORVÁTH et al. 2010), azaz a mély medencét képviselő Endrődi Márga és a turbidites Szolnoki Homokkő, valamint maga az Algyői Formáció, azaz a lejtő üledéke is kimarad. Délebbre, ahol a medence aljzata tagoltabb, mélyebben lehetett, a teljes rétegsor megjelenik az Endrődi Márgától az Algyői Agyagmárgáig, mely felett a self és a delta képződményeket az Újfalui Formációba soroljuk, megfeleltethetően az általánosan elfogadott képnek és litosztratigráfiai beosztásnak (JUHÁSZ GY. 1994) (2. ábra). A somogyi területen a lejtőépülés feltehetően mintegy 8,8–8,6 millió évvel ezelőtt kezdődött (MAGYAR 2010). A selfen, partmenti, partmelléki és delta környezetben aleurolit és döntően finom- és középszemcsés homok rakódott le. Itt előfordulhatnak szenes, lignites betelepülések, melyek a part menti lápokban, feltöltött deltasíkságon képződhettek. A tisztán folyóvízi, alluviális síkságon, ártéren, és ezekhez kapcsolódó sekély időszakos tavakban lerakódott üledékeket a Zagyvai Formációba sorolják. Ezek többnyire agyag-aleurit-homok sűrű váltakozásából álló képződmények.



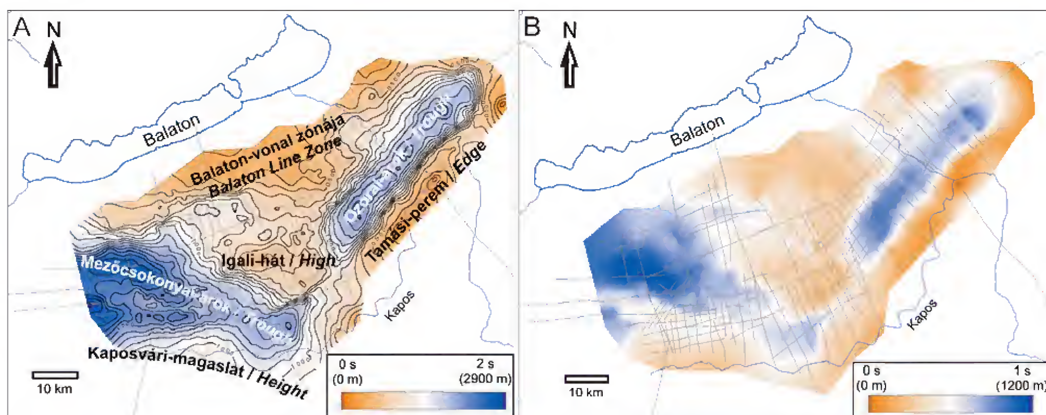
2. ábra. A balatoni és a somogyi területen előforduló pannóniai üledékek krono- és litosztratigráfiai beosztása (CSILLAG et al. 2010 után módosítva)

Figure 2. *Chrono- and lithostratigrahic units and palaeoenvironments of the Upper Miocene to Pliocene deposits at the Balaton and Somogy area, Hungary (modified after* CSILLAG *et al. 2010)*

A szeizmikus értelmezés eredményei

A pannóniai képződmények talpa

A szeizmikus értelmezés első lépéseként kitérképeztük a pannóniai képződmények jelenlegi talpát (3. ábra, A). Az így kapott szeizmikus időtérképen jól kivehetőek a jelentős mélyedések és magaslatok, köztük a meredek és éles szintkülönbség-változások. Ez a morfológia azonban részben a posztpannóniai szerkezeti mozgások eredményeképp jött létre, miközben az üledékképződés idején létező topográfia rekonstrukciója a cél. Ezért kiválasztottunk egy egész területen követhető pannóniai horizontot, mely már



3. ábra. A. A pannóniai képződmények jelenlegi feküмélységtérképe kétutas futási időben (TWT), az egyes részterületek neveivel; B. A pannóniai feküfelszín valószínű (deformáció előtti) késő-miocén topográfiája. A két térkép színskálája különböző idő/mélység tartományt képvisel!

Figure 3. *A. Relief map of the present-day base of Pannonian s.l. deposits in TWT, with the names of different part of the study area; B. Seismic TWT difference map produced from a Pannonian alluvial plain horizon and the horizon of base Pannonian s.l. in TWT. The resulted map shows the possible palaeotopography of the pre-Pannonian basement surface without the effect of the Pliocene-Quarternary deformation. Note that the time range of colour bar is different.*

mindenütt a deltasíkság vagy alluviális síkság leképeződésével jött létre. Ez a felszín eredetileg, ülepedéskor nagyon kicsiny lejtésű, azaz a vízszinteshez közelítő lehetett. Ennek jelenlegi topográfiája ezért csak a pannóniai utáni deformációt tükrözi. E két horizont különbségtérképe közelítőleg megadja, hogy a deformáció előtt milyen lehetett az alsó felület — jelen esetben a pannóniai talp — eredeti reliefje (3. ábra, B).

A térképeken jól elkülöníthető egy északi, északnyugati kiemelt terület, mely megfelel a Balaton-vonal zónájának. Az északkeleti területen egy ÉK–DNy-i csapású mélyedés, az Ozorai-árok található, melyet délről a Tamási-perem határol. Délnyugaton egy nagyobb kiterjedésű, döntően mély pozícióban lévő terület található, melyet mind északról, mind délről kiemelkedések határolnak. Ez utóbbit a szelvények déli végpontjai csak érintik, és Kaposvári-magaslat néven tüntettük fel. A mélyedés feltehetően tovább követhető Ny–DNy-i irányba (SACCHI et al. 1999, FODOR et al. 2005), a budafai antiklinális előterébe, ahol Nagykanizsai-mélyzóna néven ismert, míg itt Somogyban ez a terület a Mezőcsokonyai-árok (HORVÁTH et al. 2010 alapján). A mélyedéseket középen egy aljzati kiemelkedés, az Igali-hát választja ketté (CSONTOS et al. 2005). A helyi idő-mélység adatokat és a fúrások rétegsorait felhasználva az Ozorai-árokban a pannóniai képződmények talpa mintegy 1500–2000 méter mélységben van, illetve a Mezőcsokonyai-árok területén elérheti a 2500– 3000 métert is. A kiemelt peremeken a talp mintegy 500–800 méter mélységben lehet, és ez a mélység fokozatosan csökken észak felé.

Összehasonlítva a fekü jelenlegi és egykori reliefjét (3. ábra) megállapítható, hogy a jelenlegi morfológiai jellegek, mint például a markánsabb mélyedések (Mezőcsokonyai-árok, Ozorai-árok), és az őket körülvevő, illetve elválasztó kiemelkedések, valamint az ezeket meghatározó szerkezeti elemek, korábban is jelen voltak, csak kisebb szintkülönbségekkel és sekélyebben. A rekonstruált feküмélységtérkép, mint vastagságtérkép, megmutatja, hogy a jelenlegi mélyedések korábban is azok lehettek, hiszen ezeken a helyeken nagyobb az üledékek vastagsága (a két kiválasztott felszín között). A kiemelt területeken ennek a fordítottja igaz, hiszen az alluviális síksági horizontnál idősebb képződmények vastagsága itt jóval kisebb. Így kijelenthetjük, hogy a mélyebb fekvésű területek már korábban, a pannóniai elején is léteztek, és üledékgyűjtőként viselkedhettek.

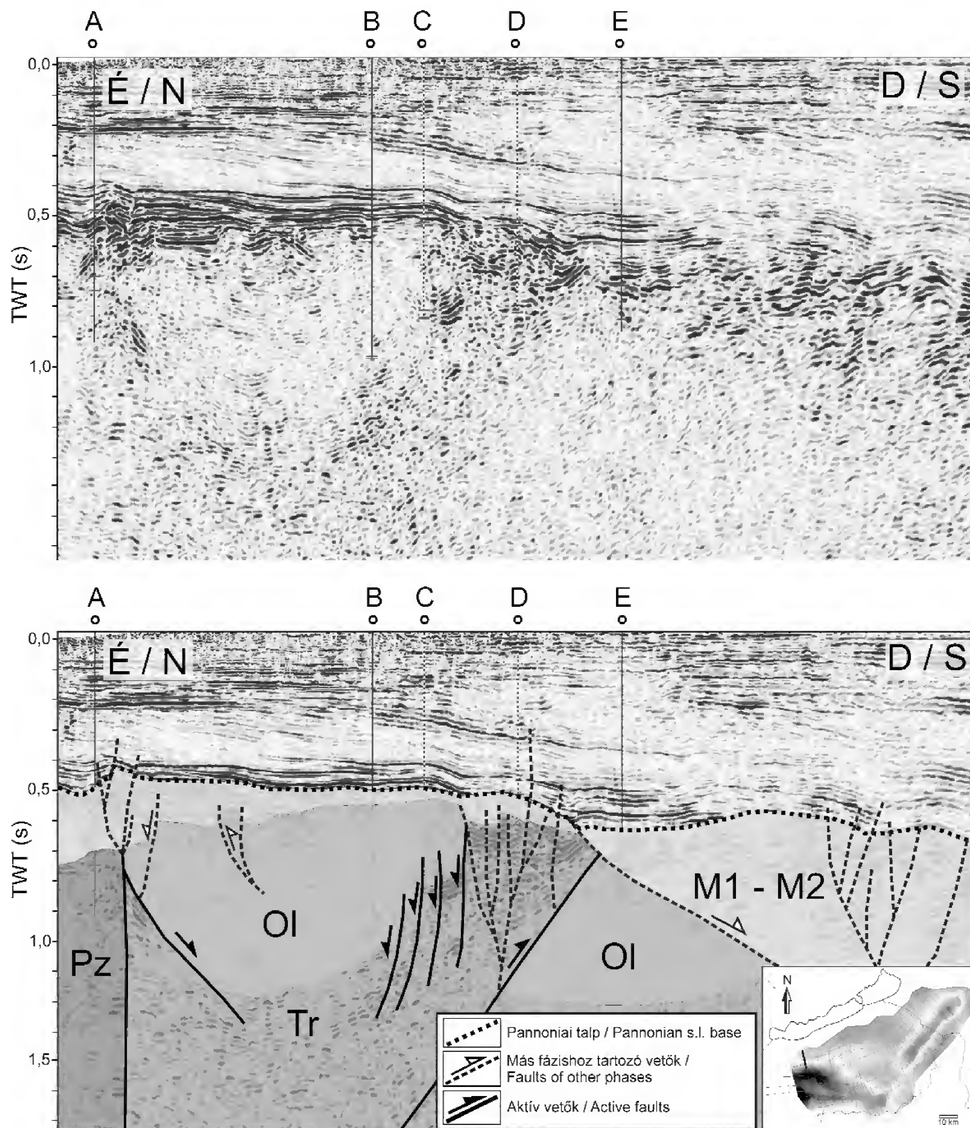
A szeizmikus értelmezés szerkezetföldtani eredményei

A szerkezetföldtani vizsgálatok során célunk a pannóniai képződményeket érintő, valamint a főbb medencék, szinklinálisok és kiemelkedések kialakulásáért felelős szerkezeti elemek azonosítása volt. Habár a mélyedések és kiemelt peremek mozgását elsősorban a neotektonikus inverzió során fellépő litoszférikus deformáció befolyásolta (HORVÁTH & CLOETINGH 1996), a különféle pannóniai szintekre kiegyenesített szelvények megmutathatják azokat a medencéket, melyek a neotektonikai fázisnál korábbi (pannóniai vagy idősebb) szerkezeti elemekhez kapcsolódnak. Ezért a szerkezeti elemzés a legtöbb esetben kiegyenesített szelvényeken történt, melyeken a kiegyenesítés szintjét a vertikális időskála 0,0 pontja mutatja.

A legidősebb szerkezetek a terület északi peremei mentén azonosíthatóak. Itt a rendelkezésre álló fúrások rétegsora és a szeizmikus kép alapján egyértelműen kirajzolódik a Balaton-vonal zónája, ahol késő-oligocén–koramiocén rátolódások, meredek eltolódások, és lokálisan normál vetők jelennek meg (4. ábra). Hasonló, transzpressziós deformációt feltételez a Balaton-vonal mentén BALLA et al. (1987), azonban CSONTOS et al. (2005) munkájában a hasonló idejű deformáció már tisztán kompressziós

jellegű. Ennél fiatalabb elemek a szinrift árkokat határoló kárpáti–középső-miocén normál vetők, melyek elsősorban a mélyedések területein jelentős vastagságú szinrift rétegsort eredményeztek (5. ábra; SACCHI et al. 1999, HORVÁTH et al. 2010). Ezzel szemben CSONTOS et al. (2005) értelmezésében a szinrift fázis során a feltolódások dominálnak, azaz a terület nagy részén tisztán rövidüléses deformációt ír le.

A középső-miocénnél fiatalabb szerkezeti elemek két csoportra oszthatóak, a lejtőépülés ideje (mintegy 8,8–8 millió év) alapján. Az idősebb, „kora-pannóniai" szerkezetek a lejtő képződményeket nem vagy alig érintik. E csoportba tartozó elemek rendkívül változatos, összetett képet mutatnak. Az északi perem mentén a rövidüléses szerkezetek vannak túlsúlyban (6. ábra), de a vizsgálati terület más részein megjelennek eltolódások és normál

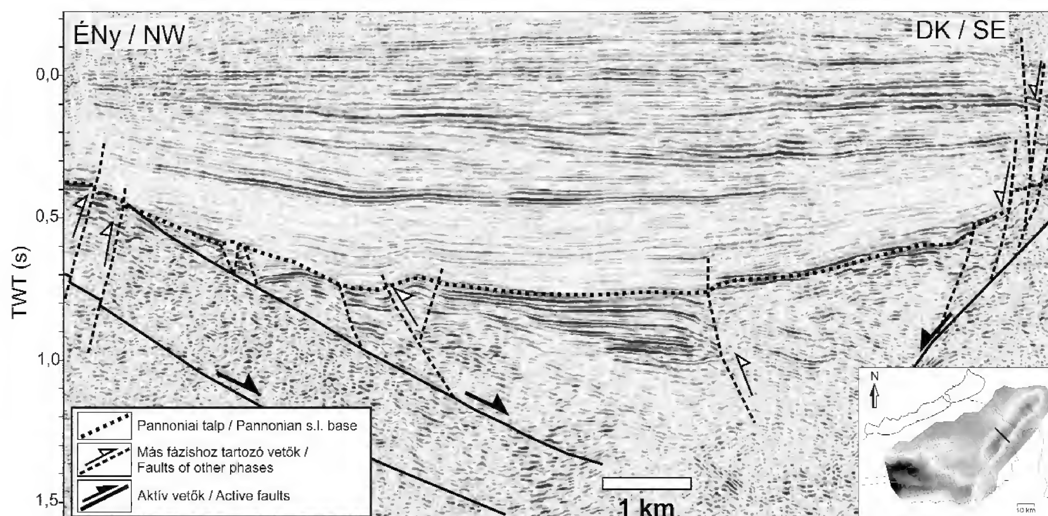


4. ábra. Az első (késő-oligocén–kora-miocén) fázist bemutató szerkezeti értelmezés a Balaton-vonal zónáját metsző szeizmikus szelvényen

A különböző korú képződmények határai a fúrások rétegsora és a szeizmikus kép együttes figyelembevételével lettek kijelölve. Rövidítések: Pz=Paleozoikum (gránit), Tr=triász, Ol = Oligocén, M1-M2=alsó- és középső-miocén

Figure 4. *Interpreted seismic profile from the Balaton Line Zone with the oldest (Late Oligocene - Early Miocene) set of structural elements*

The boundaries of the formations from integrating the stratigraphic interpretations from the wells and the seismic data. Abbrevations: Pz=Palaeozoic, Tr=Triassic, Ol =Oligocene, M1-M2=Lower and Middle Miocene



5. ábra. A második (kárpáti–középső-miocén) fázist bemutató szerkezeti értelmezés az Ozorai-árok tengelyére merőleges szeizmikus szelvényen

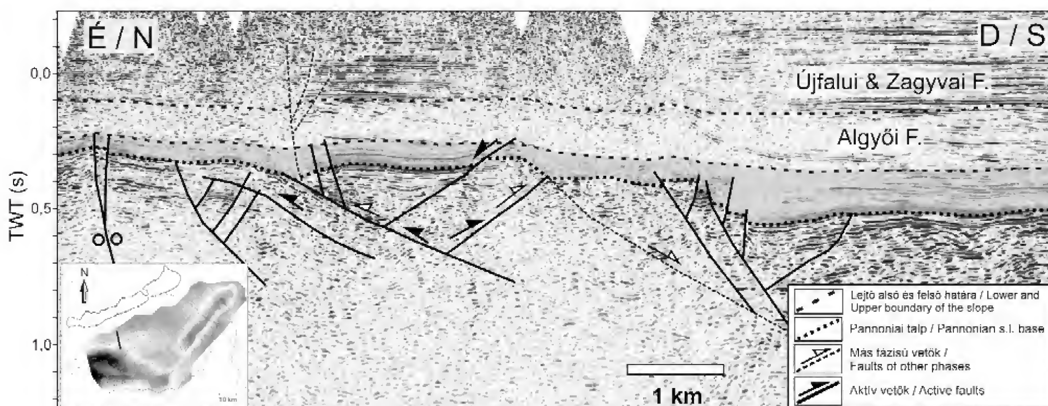
A szelvény közepén jól kivehető a feltehetően kárpáti–középső-miocén szerkezeti elemek által meghatározott szinrift árok. A pontozott felszín a pannóniai s.l. képződmények talpát jelöli

Figure 5. *Seismic profile from the area of the Ozora Trough representing the second, Karpatian - Middle Miocene phase*

The syn-rift trough is bounded by Karpatian - Middle Miocene structural elements under the post-rift Pannonian s.l. deposits. The base of the post-rift sediments is signed with dotted surface

vetők is, az idősebb szerkezeti elemek reaktivációjával együtt. Ez a komplex kép eltolódásos deformációra utal a lejtőépülés előtt, mely egyaránt befolyásolta a mélyvízi márga–turbidit rétegsor elterjedését és vastagságát, valamint a lejtőépüléskor meglévő aljzat morfológiáját is. Az ábrán látható, fiatalabb pannóniai képződményeket is érintő szerkezetek és az ezekhez tartozó deformáció a „kora-pannóniai" fázis elemeinek reaktivációjához kapcsolódik.

A 7. ábrán bemutatott „késő-pannóniai" aktív szerkezetek szintén a „kora-pannóniai" elemek reaktivációjához kapcsolódnak. A lejtőképződmények kivastagodása jelzi, hogy az utóbbi szerkezeti elemek létrehoztak egy kisebb medencét a szelvény déli részén még a lejtőépülést megelőzően és az épülő lejtő vastagságát az így létrejött vízmélységkülönbség befolyásolta. Később a „késő-pannóniai" elemek már az épülő klinoformokat és a lejtőépülésnél fiatalabb képződményeket is érintik. Ezek a

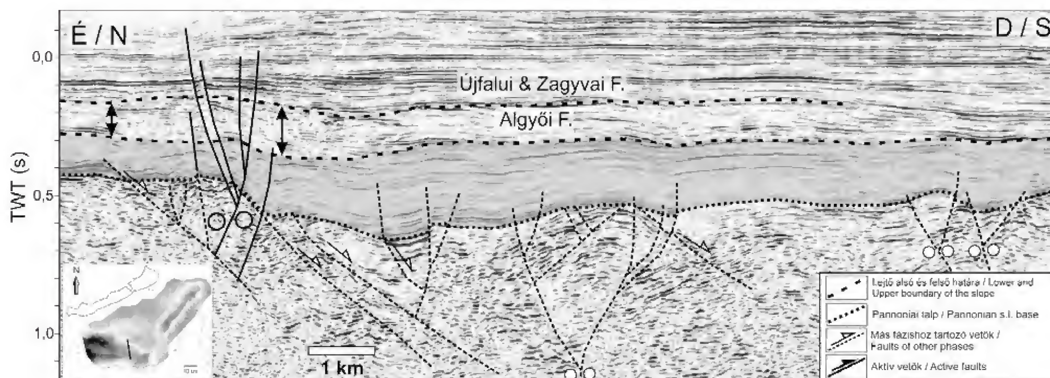


6. ábra. A harmadik („kora-pannóniai") fázist bemutató szerkezeti értelmezés a Balaton-vonal zónáját metsző szeizmikus szelvényen

Összetett, döntően eltolódásos-rövidüléses (transzpressziós) szerkezeti elemeket létrehozó „kora-pannóniai" deformáció erőteljesen érinti a lejtőépülést megelőző képződményeket (szürke területtel jelezve), majd ezek reaktivációja révén deformálódnak a lejtő képződményei is

Figure 6. *Seismic profile from the zone of the Balaton Line representing the third, "Early Pannonian" phase*

Complex "Early Pannonian" transpressional deformation affected pre-slope deposits (denoted by the shaded area), and later, with reactivation, the slope deposits also



7. ábra. A negyedik („késő-pannóniai") fázist bemutató szerkezeti értelmezés a Mezőcsokonyai-árkot harántoló szeizmikus szelvényen
A „kora-" és „késő-pannóniai" szerkezeti elemek eltolódásos deformáció eredményei, melyek hatással voltak a pannóniai s.l. képződmények vastagságviszonyaira

Figure 7. *Interpreted seismic profile at the area of the Mezőcsokonya Trough representing the fourth, "Late Pannonian" phase*
The "Early" and "Late Pannonian" faults are the results of lateral displacement and most of them belong to the reactivation of older faults. It is visible on the seismic profile that the thickness of the Pannonian sediments are affected by these faults

többségében transzpressziós elemek a terület kezdeti inverziójához kapcsolódnak (HORVÁTH 1995; HORVÁTH & CLOETINGH 1996; BADA et al. 1999, 2007; FODOR et al. 2005; CSONTOS et al. 2005). Számos esetben a vetők felső vége már nem kivehető a szelvényeken, így a szerkezeti mozgások időbeli elhúzódása nehezen állapítható meg. A pannónai képződmények a szelvény mentén változó mértékű gyűrődést mutatnak, mely gyűrődés néhol csak az idősebb pannóniai üledékeket érinti (pl. szelvény déli része), de van, ahol a fiatalabbakat egyaránt (pl. szelvény északi része). A gyűrődés elsősorban az idősebb szerkezetek reaktivációjának az eredménye, de kompakciós redők is keletkezhettek.

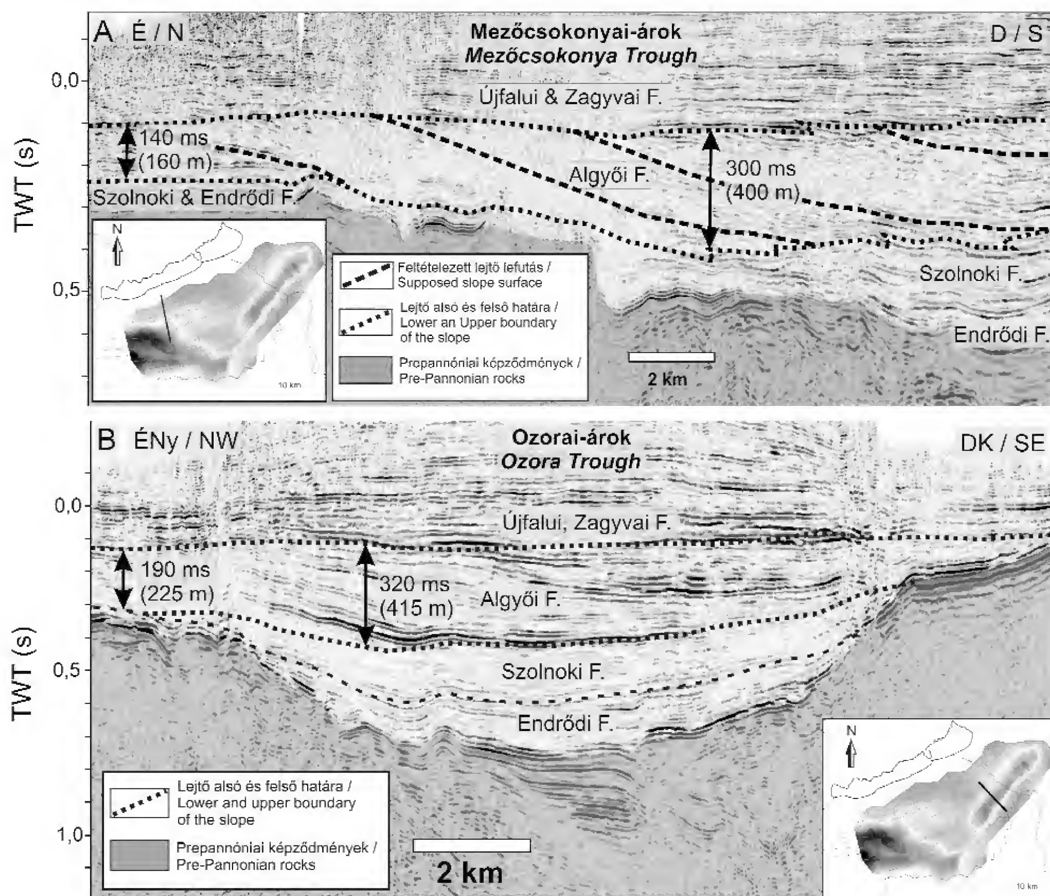
Korábbi szerzők által azonosított, kb. a miocén–pliocén határon bekövetkező regionális kompressziós eseményhez kapcsolódó unkonformitás (SACCHI et al. 1999, SAFTIC et al. 2003, MAGYAR & SZTANÓ 2008, MAGYAR 2010, HORVÁTH et al. 2010) a pannóniai és pliocén–kvarter képződmények között a vizsgálati területen nem jelent meg.

A lejtőépülés jellegzetességei

A lejtők épülésének módja számos közös jellegzetességet mutat. Mindkét nagy kiterjedésű, mélyebb fekvésű terület (Mezőcsokonyai-, ill. Ozorai-árok) esetében megfigyelhető a lejtőreflexiók által létrehozott klinoformok magasságának szisztematikus növekedése (azaz a lejtőreflexiók meghosszabbodása, a lejtőüledékek kivastagodása) az árkok felett. Ez a jelenség azokon a szelvényeken a legszembetűnőbb, melyek mind a kiemelt (északi) peremeket, mind az árok területét érintik (8. ábra). Ez egy újabb bizonyítéka annak, hogy a topográfiai különbség a lejtőépülés idején már létezett, így a kiemelt peremeken kisebb, míg az árkokban nagyobb volt a tó vízmélysége (cf. POGÁCSÁS 1984). A Mezőcsokonyai-árok esetében (8. ábra, A) látható, hogy az É-i magaslaton déli irányba épülő klinoform magassága az árokba érve jelentősen megnő, majd tovább épülve a lejtőreflexiók ellaposodnak és kevésbé magas lejtők épülnek tovább. Ez a terület fokozatos feltöltődésének és a lejtőépülés-irány megváltozásának az eredménye. Hasonló jelenségek figyelhetőek meg az Ozorai-árokban is (8. ábra, B), azonban itt az északnyugat felől épülő lejtő ellaposodó reflexiói nekifutnak a Tamási-peremnek és kiékelődnek. Mivel az árok tengelyével párhuzamos szelvényen a lejtőreflexiók meredek dőléssel ismét jól kivehetőek (9. ábra), megállapítható, hogy az épülés délnyugatra — azaz az árok tengelyének irányába fordult. Az előbb említett ellaposodás látszólagos, azaz áldőlés a lejtővel nagy szöget bezáró szelvényen. Az irányváltás a lejtőépüléskor is jelenlévő Tamási-perem hatása.

Érdekes képet látunk az Igali-hát környékén, ahol a bemutatott kompozitszelvény két oldalán jól kivehető az ellenkező irányú lejtők épülése (9. ábra). Jól látszik az is, hogy az épülő klinoformok a hát közelébe érkezve ellaposodnak. Ez mindkét lejtő épülésének irányváltására utal, délkeleti irányba (a szelvényre merőlegesen), melyet az Igali-hát jelenléte idézett elő. Azonban az északkelet felől épülő lejtő reflexióit tovább követve, az Igali-hát nyugati oldalán azok ismét kivehetőek. Tehát a találkozási pont a szelvényen a háttól nyugatra található. Ezen a helyen tál alakú, ívelt reflexiók látszanak. Ez arra enged következtetni, hogy a két lejtő találkozása révén a két lejtő között mélyedés jött létre, mely fokozatosan feltöltődött.

Érdemes részletesebben megvizsgálni a kompozitszelvény északkeleti részét (10. ábra). Itt a DNy-i dőlésű lejtőre gyenge amplitúdójú, közel horizontális reflexiók lapolódnak rá. Hasonló jelenséget ismerünk a Kelet-Alföldről is: ott az így kialakult felszínt regionális unkonformitásnak tekintik, és a rátámaszkodó üledékeket a kisvízi rendszeregységbe sorolták, mely kialakulását jelentős relatív vízszintesés okozhatta (VAKARCS & VÁRNAI 1991, CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994). Ugyanezt a jelenséget újabban

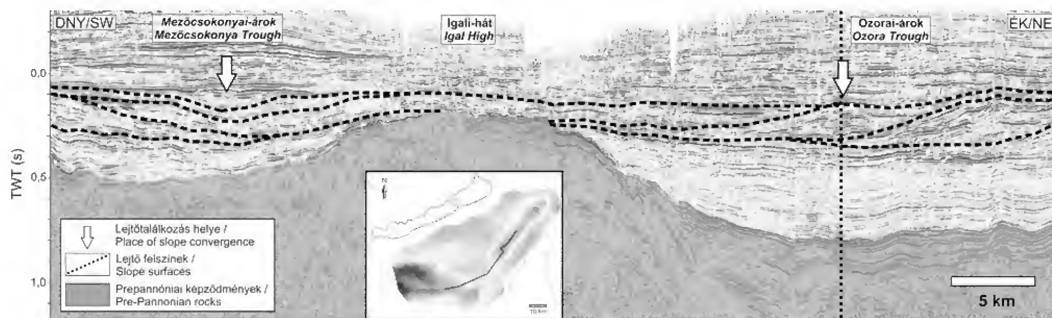


8. ábra. A) A Balaton-vonal zónájának kiemelt területéről a Mezőcsokonyai-árok irányába épülő lejtő szeizmikus képe, az egyes környezeteket jelző formációk feltüntetésével. A szelvény középső részén behúzott reflexiók lefutása bizonytalan a szeizmikus kép minősége miatt; B) A lejtőreflexiók fokozatos ellaposodása és kiékelődése a Tamási-perem irányába az Ozorai-árok területén

Figure 8. *A) Interpreted seismic profile of a clinoform, prograding towards the Mezőcsokonya Trough from the elevated area of the Balaton Line Zone (with the names of Pannonian s.l. formations). The interpretation in the middle of the profile is uncertain because of the chaotic seismic picture; B) Interpreted seismic section showing the gradual decrease of slope dip and pinch-out of the slope horizons towards the Tamási Edge across the Ozora Trough*

kétirányú lejtő találkozásaként értelmezték háromdimenziós szeizmikus felvételek alapján (SZTANÓ et al. 2007, MAGYAR & SZTANÓ 2008, MAGYAR 2010). Ez a két lehetséges magyarázat itt is felmerül. Azonban az üledéktestet metsző merőleges szelvényen jól látható, hogy a rálapolódás felszíne felett ÉNy-i irányból egy újabb lejtő épülése jelenik meg. Ez egyértelműen arra utal, hogy nem relatív vízszintesést jelző kisvízi lejtőlebenyt képeznek le a szelvények, és rámutat arra, hogy csak több irányból megvizsgálva azonosíthatók bizonyossággal a kisvízi üledéktestek.

A morfológiai self és a lejtő találkozási pontjának felfelé és előre épülése arányában 3 selfperem nyomvonaltípus jelölhető ki: pozitív (vagy emelkedő), stagnáló (lapos), illetve negatív (vagy ereszkedő) nyomvonal (BULLIMORE et al. 2005, HENRIKSEN et al. 2011), melyek az erózióbázis szintjének, esetünkben a Pannon-tó egy aljzati referenciaponthoz mért vízszintjének emelkedését, stagnálását vagy esését jelzik (cf. HELLAND-HANSEN & GJELBERG 1994, HELLAND-HANSEN & MARTINSEN 1996, MELLERE et al. 2002, STEEL & OLSEN 2002, BULLIMORE et al. 2005). Ez a hagyományos szekvencia-sztratigráfiai megközelítéstől eltérő módszer a vizsgált szelvényekre is jól alkalmazható volt. A legtöbb szelvényen a selfperemépülés két típusa jelent meg: rövidebb szakaszokon (0,2–3 km előrehaladás mellett) emelkedő, majd hosszabb szakaszokon (2–6 km), a fedő selffel párhuzamos, azaz stagnáló nyomvonal követhető. Ez azt jelenti, hogy a self–lejtő-rendszer fejlődésében egymást követték az aggradációval és progradációval jelle-



9. ábra. Ellenkező irányból épülő lejtők találkozása (fehér nyíllal jelölve) az Igali-hát környékén.

Az Ozorai-árokban a szelvény kisebb szöget zár be a lejtőépülés tényleges irányával, mint a Mezőcsokonyai-árokban. Az áldőlések ellenére a lejtőtalálkozás geometriája tisztán kirajzolódik. A 10. ábrán megjelenő szelvény nyomvonalát a függőleges pontozott vonal jelzi

Figure 9. *Clinoforms prograding from opposite directions (marked with white arrows) around the area of the Igal High.*

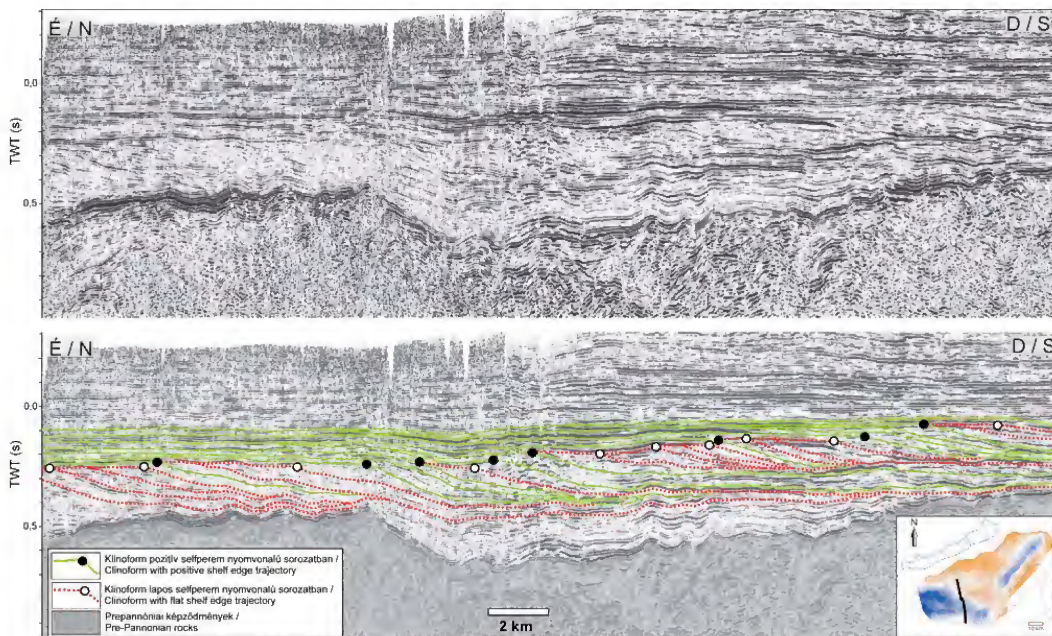
At the area of the Ozora Trough the angle between the seismic section and the true direction of the slope progradation is smaller than in the Mezőcsokonya Trough. Despite the apparent dip, the geometry of meeting of the two slopes is clearly visible. The trace of the perpendicular seismic section (Figure 10) denoted by the vertical dashed line

10. ábra. Az Ozorai-árok délnyugati részén húzódó közel merőleges szeizmikus szelvények, feltüntetve a lejtőépülés főbb felszíneit, jelezve a rálapolódó reflexiókat és az északnyugati irányból épülő lejtőt

Figure 10. *Interpreted profile of two nearly perpendicular 2D seismic lines from the south-western part of the Ozora Trough with the main boundary surfaces of the clinoform(s). Black arrows show the onlapping horizons and the prograding slope from the north-western direction*

mezhető időszakok, melyet a medence más területein is megfigyelhetünk (vö. SZTANÓ et al. 2009, 2012; UHRIN 2011) (11. ábra). A Pannon-tó relatív vízszintjének emelkedésekor a nagy mértékű üledékbehordás meghaladta és kitöltötte a selfen gyarapodó kitölthető teret. Ennek következménye az aggradáló self és mérsékelten haladó lejtő. A progradációs időszakokban a relatív vízszint nem emelkedett, a selfen nem keletkezett újabb kitölthető tér, ezért ott az üledék a folyómedreken és deltaágakon át csupán tovább szállítódott a lejtőre és a mélymedencébe, a lejtő jelentősebb előrehaladását okozva. A vizsgált területen egyetlen esetben sem tapasztaltunk negatív selfperemnyomvonalat, azaz ezt és ezt követik a fiatalabb lejtőreflexiók. A vízszintemelkedés mértéke mintegy 150 m (100 ms) lehetett. Ekkora mértékű elöntés az üledékképződési környezetek ismétlődését eredményezhette (12. ábra, B). Ennek igazolására sajnos nem állt rendelkezésre a szelvény tágabb térségében mélyült fúrás. E jelentős kimélyülést csupán csak egyetlen, szomszédos, párhuzamos szelvényen lehetett látni, de már ott se volt ilyen kifejezett.

Ugyanitt fut a korábban SACCHI et al. (1999), újabban HORVÁTH et al. (2010) által értelmezett D5 regionális szelvény, melyen a lejtő ismétlődését jelző elöntés szintén nem jelenik meg, sem a szelvényen, sem a kapcsolódó fúrások-

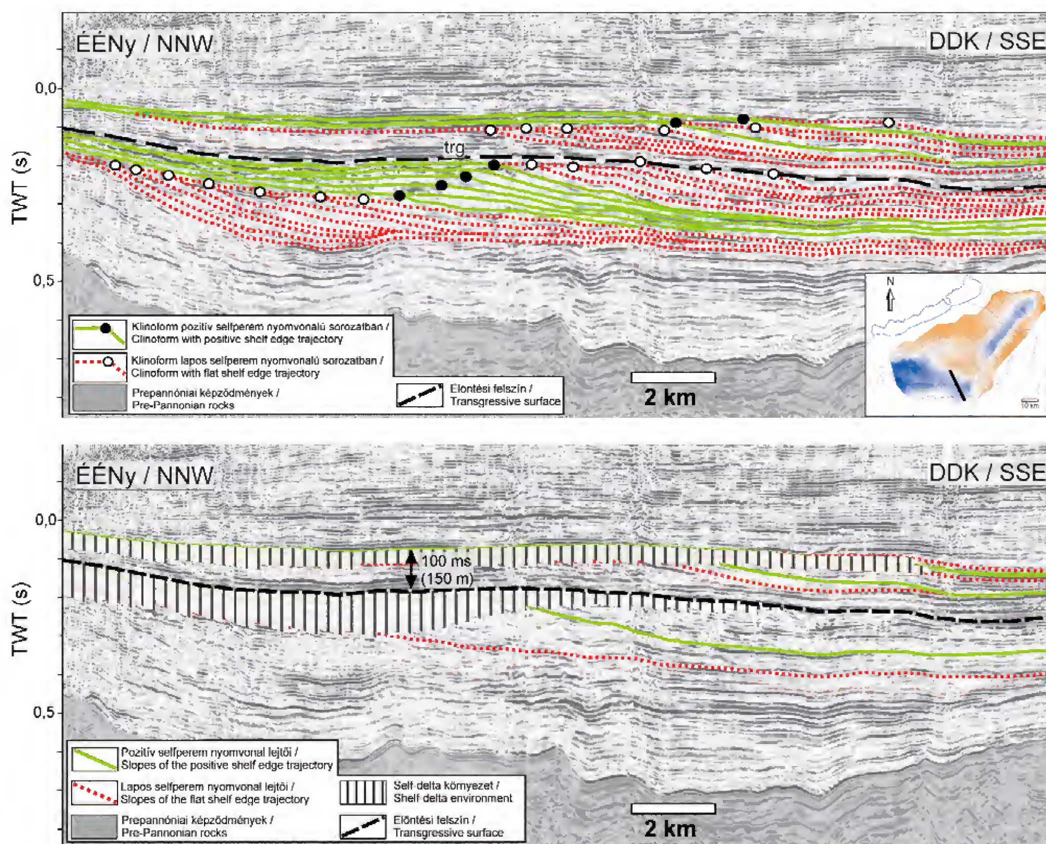


11. ábra. Aggradáló és progradáló lejtők sorozata szeizmikus szelvényen a selfperemi pontok feltüntetésével

Figure 11. *Aggrading and prograding series of slopes on an interpreted seismic section with the successive positions of the migrating shelf- slope break*

kísérő kilapolódásokat és az ezt fedő selfreflexiók kisebb vagy nagyobb mértékű szétnyílását. Az ereszkedő selfperemnyomvonal hiánya azt tükrözi, hogy az erózióbázis szintje sosem süllyedt a perem alá. Másképpen a tó vízszintje nem esett, vagy ha esett is, ez nem volt nagyobb a szeizmikus szelvény felbontóképességénél, azaz kb. 30 m-nél.

Egyetlen szelvény esetében figyeltünk meg két, lejtőt képviselő ferde reflexiósorozat egymásra települését (12. ábra). A szelvényen kirajzolódó „alsó” lejtő jellegzetes aggradáló–progradáló épülést mutat. Ezek felett azonban megjelenik egy újabb lejtő, a selfperem jelentős hátralépésével, melyet újabb progradáció követ, kisebb aggradáló szakaszokkal. Hasonló jelenséget korábban már írtak le az Alföld területéről is (JUHÁSZ et al.,2006, MAGYAR 2010). A két lejtőrendszer között markáns, jól követhető határ látható, mely mentén jelentős relatív vízszintemelkedés történhetett, ban. Ennek oka lehet, hogy értelmezésük még „papír” szelvényeken született. A hosszan követhető lejtő felett az adott mélységben, az egyébként 9,2 millió évesnek határozott maximális elöntéssel véget érő transzgresszív rendszeregység csupán „self”-reflexiókat tartalmaz, és értelmezésükben az egész Dunántúlon térképezhető. Véleményünk szerint ez az esemény szeizmikusan nem követhető, hiszen mind tovább kelet felé, mind nyugati irányba több szelvényen már nem jelent meg. Amennyiben a SACCHI et al. (1999) vagy HORVÁTH et al. (2010) által azonosított transzgresszív rendszeregység fúrásokkal igazolható a terület tágabb környezetében, úgy valóban regionális esemény, a Pannon-tó vízszintje emelkedésének eredménye lehet. Bizonyítékok hiányában azonban nem állíthatjuk, hogy regionális jelenség. Valószínűleg csak lokális, kis területet érintő intenzív süllyedés és/vagy a beszállítás időszakos helyi szünetelésének eredménye. Az előbbihez tartozó



12. ábra. A) Két egymás felett kifejlődött lejtő a selfperemi pontok feltüntetésével. Az „alsó” progradáló lejtők látszólagos, csökkenő, negatív selfperem útvonala az utólagos süllyedés eredménye (megszűnne idősebb horizontra történő kiegyenesítés esetében); B) A selfperemi pontok és a transzgresszív felület segítségével kijelölt self-delta környezetek (Újfalui Formáció) megismétlődése

Figure 12. *A) Interpreted seismic profile with two stages of slope progradation with the successive positions of the migrating shelf- slope break. The apparent negative trajectory of the "lower" slope is the result of the subsidence after the progradation; B) The repetition of the shelf-delta deposits (Újfalu Formation) determined by the positions of the shelf- slope break and the transgressive surface*

szerkezeti elemet nem tudtunk azonosítani, és ennyire kis területen a behordás szünetelését is nehéz elképzelni. Tehát egyelőre a kérdést megválaszolni nem tudjuk, az viszont biztosra vehető, hogy ha van is regionális elöntés, annak kora a fúrási adatok és a vizsgálati területen korrelált felszínek alapján kb. 8,1 Ma.

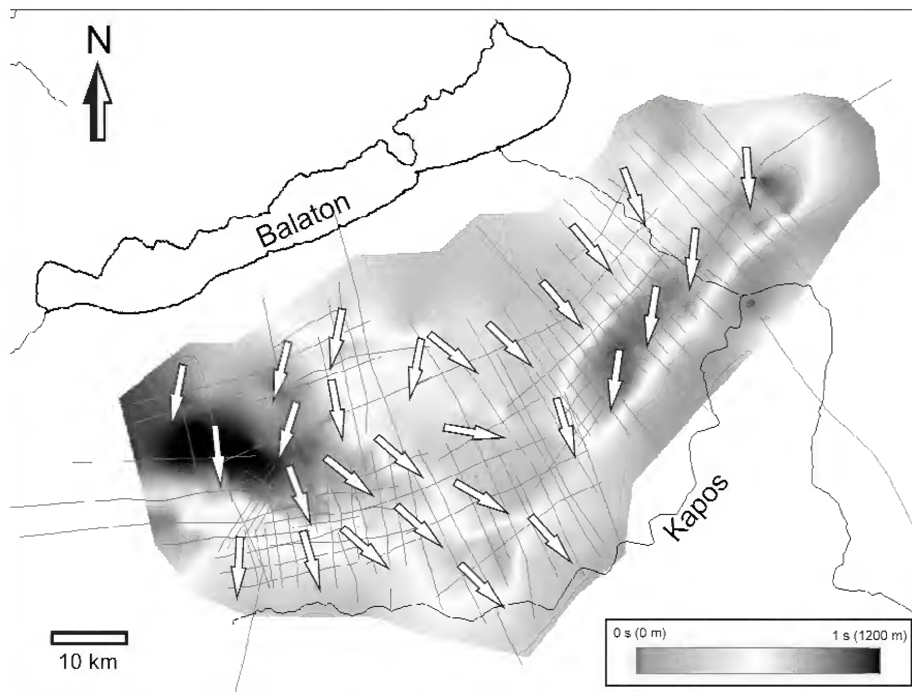
Vízmélységviszonyok a lejtőépülés idején

A medence területek mélységviszonyaira a klinoformok magassága, ill. a megfelelő lejtőüledékek vastagsága adhat felvilágosítást (Pogácsás & Révész 1987, Mattick et al. 1994). A rendelkezésre álló, illetve a korábban bemutatott szelvények alapján kijelenthetjük, hogy az Ozorai-árok területét mintegy 350–400 m mély víz boríthatta a lejtő előrehaladása idején, míg a szomszédos peremeken a vízmélység alig haladta meg a 200 m-t. A Mezőcsokonyai-árok területén a lejtő kiépülése idejében a peremekhez képest (120 m) jóval nagyobb volt a vízmélység, mintegy 300–400 m. Ezek az értékek mélységkonverzióval kapott, kompakciót figyelembe nem vett értékek. A lejtőüledékek dekompaktált vastagsága — és így az egykori vízmélység is — mivel pelites képződményekről van szó, ennél valójában jóval több lehetett (peremi helyzetben 200–300 m, míg a medencék területén 400–550 m).

A feltöltődés folyamata

Mivel a szelvények a lejtőnek csak egy adott irányú metszetét mutatják, mely a legtöbb esetben nem esik egybe az épülés tényleges irányával, így áldőléseket látunk. Az épülési irány meghatározása azonban az alapvetően merőleges szelvényekből álló hálóban könnyen megoldható. Az így

elkészített térkép (13. ábra) alapján a lejtőépülés iránya kis területen belül is erősen változó, de megállapítható, hogy a lejtő uralkodóan ÉNy és ÉÉK felől haladt dél felé. A „keleti" lejtő épülését, ahogy azt a szelvényeken is látni lehetett, az Ozorai-árok és a déli, meredek kiemelkedés, a Tamási-perem egyértelműen befolyásolta és eltérítette dél-délnyugat felé. A „nyugati" lejtő épülését a Mezőcsokonyai-árok jelenléte határozta meg. Az épülés itt is a mélyedést követi, azaz leginkább dél-délkeleti irányú, és a Kaposvári-magaslat is, a Tamási-peremhez hasonlóan, eltéríthette a lejtőt.



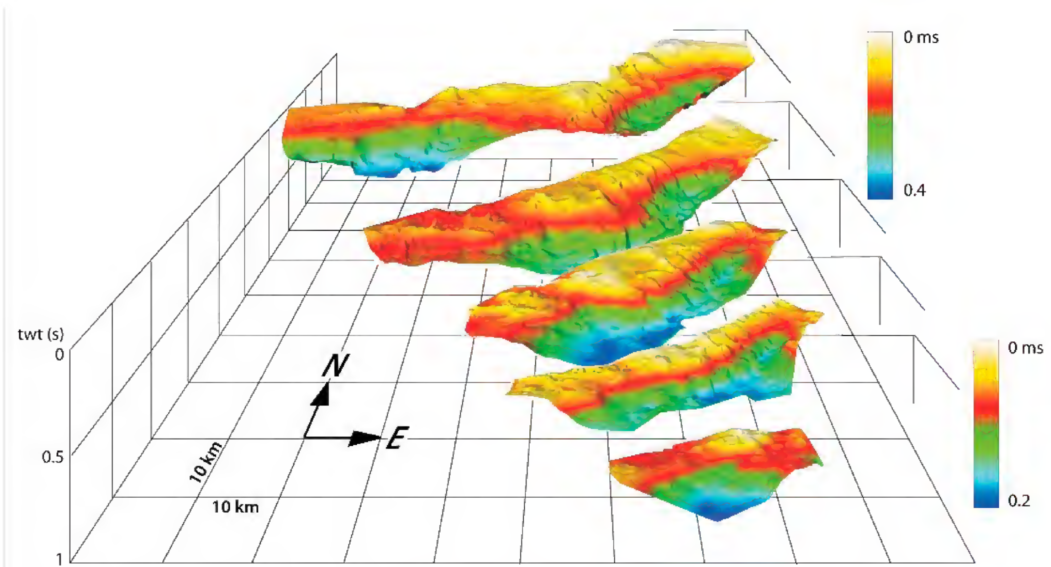
13. ábra. A szelvények kereszteződésében megbecsült lejtőirányok az egykori pannóniai fekütérképen (l. 3. ábra B)

Figure 13. *Directions of slope progradation derived from the intersection of the seismic profiles, on the relief map of the base Pannonian s.l. surface (see Figure 3B)*

A szeizmikus értelmezés során azonosított regionális lejtőhorizontok közül kiválasztottunk ötöt, melyek jól reprezentálják a lejtő előrehaladását. Ezek felhasználásával készült háromdimenziós képeken követhetjük a feltöltődés folyamatát (14. ábra).

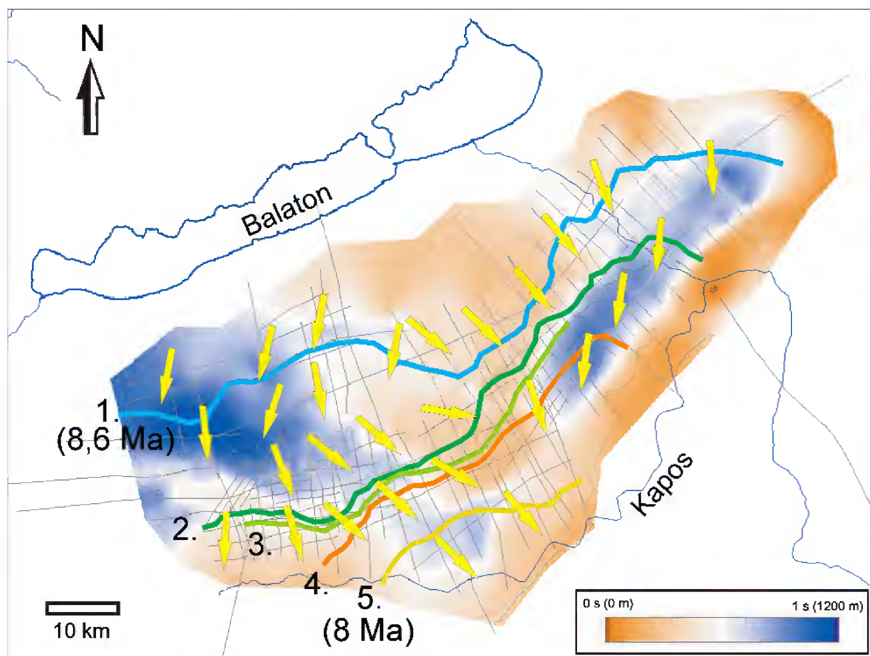
Az 15. ábrán a felszínekhez kapcsolódó selfperem lefutások mellett feltüntettük a pannóniai képződmények pannóniai aljzatának morfológiáját (3. ábra, B) és az épülésirányokat is, így a feltöltődés mellett a mélyedések épülésre gyakorolt hatása is jól látszik. Ne feledjük, hogy a lejtőépülés kezdetén az aljzat domborzata valamivel kisebb reliefű lehetett, hiszen az aljzatmélyedések mélységét az Endrődi Márga, de leginkább a Szolnoki Formáció felhalmozódása jelentősen mérsékelhette. Annál meglepőbb, hogy a viszonylag kicsi — 200–250 m-nyi — relief is milyen jelentősen befolyásolhatta a lejtőépülést. A Magyar (2010) által publikált adatokat figyelembe véve az első nyomvonal megfeleltethető a selfperem 8,6 millió évvel ezelőtti helyzetének, míg az utolsó, ötödik nyomvonal a 8 millió évvel ezelőtti állapotának. Ez alapján megállapítható, hogy a selfperem mintegy 0,7 millió év alatt haladt át a területen, megközelítőleg 35 km-t megtéve DDK-i irányba.

Mind az Ozorai-, mind a Mezőcsokonyai-árok esetében jelentős az előrehaladás az első és a negyedik selfperem nyomvonala között, mely gyors lejtőépülésre enged következtetni. Meglepő módon épp az árkokban zajlik a gyors lejtőépülés, sőt, a kiemelt Igali-háton épp az ellenkezője látható, azaz az előrehaladás mérsékeltebb. Ez annak lehet a következménye, hogy mindkét mélyedés koncentrálta az ÉNy és ÉK felől érkező üledéket, így a szűkebb, kiemelt hátra nem érkezett elegendő üledék. Az Igali-háthoz hasonlóan az Ozorai-árok északnyugati pereme mentén is jóval kisebb mértékű előrehaladás látszik, mint az árok belsejében, létrehozva ezzel a selfperem lefutásának görbületét. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy ÉNy felől az üledékbehordás minimális volt, és az árokban csapdázódott üledék nagy része az árok ÉK-i vége felől érkezett.



14. ábra. A lejtőépülés folyamata, vastagságtérképek által kirajzolódó lejtőfelszínek háromdimenziós képe segítségével. A lejtőt általában a vörös és a zöld színű mélységtartomány jelzi.

***Figure 14.** Seismic TWT difference surfaces produced from a Pannonian alluvial plain horizon and the slope horizon representing the progradation of the slope. The prograding slope is indicated mostly by the red and green depth range*



15. ábra. A vastagságtérképek és a szelvények alapján kirajzolt selfperemnyomvonalak lefutása és a lejtőépülés iránya a 3. ábra B részén bemutatott „relatív pannóniai fekü" térképén

MAGYAR (2010) alapján az 1. nyomvonal a selfperem mintegy 8,6 millió évvel ezelőtti helyzetét mutatja, míg az utolsó, 5. nyomvonal megfelel a 8 millió évvel ezelőtti állapotnak

***Figure 15.** Traces of the shelf-edges determined by the TWT difference surfaces and the seismic profiles. The lower surface is the "palaeotopographic map" of the Pannonian s.l. deposits (Figure 3B)*

Based on the data of MAGYAR (2010) the first trace represents the position of the shelf-edge approximately 8.6 Ma, while the last, fifth trace represents the location of the shellf margin ca. 8 Ma

Következtetések

A Somogyi-dombság északi részéről származó szeizmikus szelvények elemzése során kitérképezésre került a pannóniai képződmények jelenlegi aljzata, mely erőteljesen tagolt morfológiát mutat. A szeizmikus vastagságtérképek megmutatták, hogy ez a morfológia kisebb relieffel, de a lejtőépülés idejében is jelen volt. A rendelkezésre álló biosztratigráfiai adatok alapján a progradáló lejtő mintegy 8,8–8,6 millió éve érhette el a területet és gyorsan, több mint fél millió év alatt haladt át azon.

A szerkezetföldtani elemzés során sikerült azonosítani a tagolt aljzatmorfológiát kialakító szerkezeti elemeket. A legtöbb elemet egy komplex, eltolódásos, döntően transzpressziós, helyenként transztenziós deformáció hozta létre a pannóniai korszak során. Mivel ennek hatása megjelenik a lejtőépülés előtti, közbeni, és utáni képződményekben is, megállapítható, hogy a Pannon-medence posztrift fázisa a területen egy folyamatos, területenként változó mértékű deformációval jellemezhető. A somogyi területen a transzpressziós jelleg képviseli a késő-miocén elejének deformációs stílusát. Mivel a délnyugat-dunántúli budafai–lovászi területekre tisztán kompressziós szerkezetek jellemzőek, a somogyi transzpressziós deformáció átmenetet képvisel Pannon-medence keleti részén megjelenő tenziós/transztenziós stílus irányába. A szelvényeken jól kivehető a Dunántúli-középhegység neotektonikus inverzió általi kiemelkedése, melynek következtében a teljes neogén rétegsor meggyűrődött.

A tagolt aljzatmorfológia és az aktív tektonika befolyásolta a pannóniai képződmények vastagságviszonyait és a selfperemi lejtők épülését is. A tagolt aljzatmorfológia révén a szelvényeken a Balaton területén áthaladó deltákhoz kapcsolódó selfperem és lejtő két ága jelenik meg, a mélymedence területekre jellemző rétegsorral. A területen azonosított aljzati mélyedések (Mezőcsokonyai-árok, Ozorai-árok) a lejtőépülés idején mélyebb vizű területek voltak, minek következtében a lejtőüledékek vastagsága is nagyobb e területek felett. E medencék egyfajta üledékcsapdaként viselkedtek, és koncentrálták az üledékbehordást, így az Endrődi Márga és a Szolnoki Homokkő összvastagsága, és a lejtőépülés üteme is nagyobb, mint a peremi területeken. Ilyen peremi, kiemelt terület volt az Igali-hát, vagy a Tamási-perem, ahol az üledékképződés mértéke jóval kisebb lehetett. Az Igali-hát esetében tapasztalt kismértékű lejtő-előrehaladás arra enged következtetni, hogy felgyorsult épülést csak elegendően széles háton lehet feltételezni, ahol a környező mélyedések üledékkoncentráló hatása nem érvényesül. Az aljzatmorfológia hatással volt a lejtőépülés irányára is: a mai középhegység területe felől épülő egységek a vizsgálati terület keleti részén dél-délnyugati irányba épülnek, míg nyugaton ez az irány dél-délkeleti. Tehát a Balaton területétől délre ismét kiépülő lejtő két szárnyának épülése az egykori aljzatmorfológia mélyedései (Mezőcsokonyai- és Ozorai-árok) által meghatározott irányokba folyt tovább. A két beszállító rendszer közötti választó pedig az Igali-hát volt. A jelentősebb magaslatok (mint például a Tamási-perem, Igali-hát) gátként viselkedtek, és az épülő lejtőt fokozatos irányváltásra kényszerítették, hasonlóképp a Mihályi-hát környezetében tapasztaltakhoz (Uhrin 2011).

A szelvények többségén emelkedő és stagnáló selfperem nyomvonalának váltakozása figyelhető meg. Ez szaggatott, lépésenkénti relatív vízszintemelkedést, majd stagnálást jelez, mely hasonlatos más területeken megfigyelt jelenségekhez (Uhrin & Sztanó 2012, Sztanó et al. 2012). Jelentősebb elöntést csak két szomszédos szelvényen, a Mezőcsokonyai-árok területén figyeltünk meg, ahol egymás felett két lejtő-sorozat települ. Mivel ez csak lokálisan jelent meg, eredete bizonytalan. A selfperem nyomvonala sehol nem volt ereszkedő, ami kizárja a szeizmikus felbontást meg nem haladó relatív vízszintesések megtörténtét. A lejtőre támaszkodó, látszólag a kisvízi rendszeregységek geometriáját mutató testről az Ozorai-árokban merőleges szelvény mentén be lehetett bizonyítani, hogy azt eltérő irányú lejtők találkozása hozta létre. A fenti megfigyelésekből következik, hogy a területen nem jelenik meg klasszikus értelemben vett, vízszinteséshez köthető szekvenciahatár, illetve csökkenő vízi – kisvízi – transzgresszív – nagyvízi rendszeregységekből álló szekvencia sem.

Köszönetnyilvánítás

A szelvényeket a Mol Magyar Olaj- és Gázipari Nyrt. bocsátotta a rendelkezésünkre, és Czeller István (geológiai modellfejlesztés-vezető, Mol Nyrt.), valamint Németh András (kutatási projektvezető, Mol Nyrt.) támogatta munkánkat, melyet köszönünk. A bemutatott szeizmikus szelvények értelmezése az Eötvös Loránd Tudományegyetem Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének Szeizmikus Laborjában készült, akadémiai licensz szerződés keretében használt SMT Kingdom 8.6 szoftverrel. A munkát a Fodor L. vezette 81530 számú OTKA kutatás támogatta. Köszönettel tartozunk bírálóinknak, Magyar Imrének és Csontos Lászlónak (Mol Nyrt.), a cikk elkészülését segítő hasznos és előremutató észrevételeikért, tanácsaikért mind a szöveget, mind az ábrákat illetően.

Irodalom — References

BADA, G., HORVÁTH, F., FEJES, I. & GERNER, P. 1999: Review of the present day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. — *Journal of Geodynamics* **27,** 501–527.

BADA, G., HORVÁTH F., DÖVÉNYI, P. & SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G., CLOETINGH, S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. — *Global and Planetary Change* **58,** 165–180.

BADA G., SZAFIÁN P., VINCZE O., TÓTH T., FODOR L., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **140/4,** 367–390.

BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian Basin – A kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30,** 313–353.

BALLA,Z., DUDKO A. & REDLER-TÁTRAI M. 1987: A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. évi jelentése*, 74–94.

BÉRCZI, I. 1988: Preliminary Sedimentological Investigation of a Neogene Depression in the Great Hungarian Plain. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds) 1988: The Pannonian Basin. — *AAPG Memoir* **45,** 107–116.

BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. 1985: Process and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31,** 55–74.

BULLIMORE, S., HENRIKSEN, S., LIESTOL, F. M. & HELLAND-HANSEN, W. 2005: Clinoform stacking patterns, shelf-edge trajectories and facies association in Tertiary coastal deltas, offshore Norway: implications for the prediction of lithology in prograding systems. — *Norwegian Journal of Geology* **85,** 169–187.

CSATÓ, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian Basin, Hungary. —*Tectonophysics* **226,** 377–400.

CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrási adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 183–196.

CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion. — *Tectonophysics* **297,** 51–72.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208,** 221–241.

CSONTOS, L., MAGYARI, Á., VAN VLIET-LANOE, B. & MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (part II): evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410,** 63–80.

FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410,** 15–41.

HELLAND-HANSEN, W. & GJELBERG, J. G. 1994: Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy; a different perspective. — *Sedimentary Geology* **92,** 31–52.

HELLAND-HANSEN, W. & MARTINSEN, O. J. 1996: Shoreline trajectories and sequences; description of variable depositional-dip scenarios. — *Journal of Sedimentary Research* **66,** 670–688.

HENRIKSEN, S., HELLAND-HANSEN, W. & BULLIMORE, S. 2011: Relationships between shelf-edge trajectories and sediment dispersal along depositional dip and strike: a different approach to sequence stratigraphy. — *Basin Research* **23,** 3–21.

HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12,** 837–844.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266,** 287–300.

HORVÁTH, F. & ROYDEN, L. H. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: a Review. — *Earth Evolution Sciences* **3–4,** 307–316.

HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1984: The Pannonian basement: extension and subsidence of an alpine orogene. — *Acta Geologica Hungarica* **27,** 229–235.

HORVÁTH F., SACCHI, M. & DOMBRÁDI E. 2010: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúlon és a Balaton területén. — *Földtani Közlöny* **140/4,** 391–418.

JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62,** 259 p.

JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene sediments in the Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39/2,** 129–152.

JUHÁSZ, E., Ó. KOVÁCS, L., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., PHILLIPS, L. & LANTOS, M. 1997: Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **282,** 257–276.

JUHÁSZ, E., PHILLIPS, L., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M. & Ó. KOVÁCS, L. 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds.): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — *Geological Society of London, Special Publications* **156,** 335–356.

JUHÁSZ GY. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment. — *Földtani Közlöny* **122,** 133–165.

JUHÁSZ, GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny,* **124,** 341–365.

JUHÁSZ GY., POGÁCSÁS GY., MAGYAR I. & VAKARCS G. 2006: Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* **136,** 51–86.

KORPÁSNÉ HÓDI M. 1998: A medenceperemi pannóniai s. l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* — Mol és MÁFI kiadv., Budapest, 453–468.

KŐRÖSSY L. 1990: A Délkelet-Dunántúl kőolaj- és földgázkutatásának földtani eredményei. — *Általános Földtani Szemle* **25,** 3–53.

MAGYAR I., 2010: *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben.* — Geolitera, Szeged, p.140.

MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2008: Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? — *Stratigraphy* **5/3–4,** 247–257.

MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSZI, K. & PÓCSIK, M. 2012: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene.— *Global and Planetary Change Issue: Source to Sink* (in press).

MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L., UNGER, Z. & VAN VLIET-LANOE, B. 2005: Quaternary neotectonics south of the Somogy Hills, Hungary (part I): evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410,** 43–62.

MÁRTON, E., FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, P., RIFELJ, H. & KEVRIC, R. 2002: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. —*Journal of Geodynamics* **34,** 627–651.

MATTICK, R. E., PHILLIPS, R. L. & RUMPLER, J. 1988: Seismic Stratigraphy and Depositional Framework of Sedimentary Rocks in the Pannonian Basin in Southeastern Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (Eds.): The Pannonian Basin. — *AAPG Memoir* **45,** 117–146.

MATTICK, R. E., RUMPLER, J., ÚJFALUSY, A., SZANYI, B. & NAGY, I. 1994: Sequence stratigraphy of the Békés Basin. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAY, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration. A Case Study from the Békés Basin, Hungary.* 99–110.

MELLERE, D., PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R. 2002: Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelfmargin, Spitsbergen. — *Sedimentology* **49,** 1181–1206.

POGÁCSÁS, GY. 1984: Seismic stratigraphic features of the Neogene Sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30,** 373–410.

POGÁCSÁS, GY. 1987: Seismic stratigraphy as a tool for chronostratigraphy: Pannonian Basin. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70,** 55–64.

POGÁCSÁS GY. & RÉVÉSZ I. 1987: Neogén delta jellegek szeizmikus sztratigráfiai és szedimentológiai vizsgálata a Pannon-medencében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70,** 267–273.

POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., ÚJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31,** 175–205.

POGÁCSÁS GY., JÁMBOR Á., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR T., LAKATOS L., LANTOS M., SIMON E., VAKARCS G., VÁRKONYI L. & VÁRNAI P. 1989: A nagyalföldi neogén képződmények kronosztratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. — *Magyar Geofizika* **30,** 41–62.

POGÁCSÁS, GY., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR, T., JÁMBOR, Á., LAKATOS, L., LANTOS, M., SIMON, E., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1994: Correlation of Seismo- and Manetostratigraphy in Southeastern Hungary. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E., & KÓKAY, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration. A Case Study from the Békés Basin, Hungary.* 143–160.

POREBSKI, SZ. J. & STEEL, R. J. 2003: Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. — *Earth Science Rewievs* **62,** 283–236.

ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds) 1988: The Pannonian Basin – A study in basin evolution. — *AAPG Memoir* **45,** 1–394.

ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A. & STEGENA, F. 1983: Evolution of the Pannnian Basin System. 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2/1,** 91–137.

SACCHI, M., TONIELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M. & MIRABILE, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41,** 63–88.

SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* **156,** 357–390.

SAFTIĆ, B., VELIĆ, J., SZTANÓ, O., JUHÁSZ, GY. & IVKOVIĆ, Z. 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian basin (Northern Croatia and South-western Hungary. — *Geologia Croatica* **56,** 101–122.

SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., KATONA, L., BABINSZKI, E. & MAGYARI, Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon, Late Miocene, Hungary — *12th Congress R.C.M.N.S.*, Vienna, Abstracts, 4 p.

SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in the Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9,** 3889–7836.

SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., BADA, G. & HORVÁTH, A. 2009: Aggradational to progradational sequences of the slope and sand delivery to basin center in the Makó trough: integration of 3D seismic volumes and well-logs. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése*, Pécs, Abstracts, 2 p.

SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D. W., HOYER, D. L. & WALLIS, R. 2012: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change Issue: Source to Sink* (in press).

STEEL, R. J. & OLSEN, T. 2002: Clinoforms, Clinoform Trajectories and Deepwater Sands. — In: ARMENTROUT, J. M. & ROSEN, N., C. (Eds.): Sequence Stratigraphic models for exploration and production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories — *Proceedings of the Gulf Coast Section Society for Sedimentary Geology (GCSSEPM) 22nd Research Conference.* 367–381.

UHRIN A. 2011: Vízszintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben — *Doktori (PhD) értekezés*, ELTE, Budapest, 121 p.

UHRIN, A. & SZTANÓ, O. 2012: Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* 101,1427–1440.

UHRIN A., MAGYAR I. & SZTANÓ O. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlöny* **139/3,** 273–282.

VAKARCS G. & VÁRNAI P. 1991: A Derecskei-árok környezetének szeizmosztratigráfiai modellje. — *Magyar Geofizika* **32,** 38–51.

VAKARCS, G., VAIL, P., TARI, G., POGÁCSÁS, GY., MATTICK, R. & SZABÓ, A. 1994: Third-order Middle Miocene-Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **240,** 81–106.

Kézirat beérkezett: 2012. 04. 27.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
142/4, 357–374., Budapest, 2012

A dinnyeberki uránércesedés földtana, kísérleti perkolációja és rekultivációja

KONRÁD Gyula[1], FÖLDING Gábor[2], BARABÁS András[3] & UNYI Péter[4]

[1] Pécsi Tudományegyetem, TTK, Földtani Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.
[2] Mecsek-Öko Zrt., 7633 Pécs, Esztergár L. u. 19.
[3] GEOEX Hungary Kft., 7673 Kővágószőlős, Arany János utca 2/A.
[4] 7635. Pécs, Gólya dűlő 51.

Geology, experimental in situ leaching and site remediation of the Dinnyeberki uranium ore deposit

Abstract

The Dinnyeberki uranium ore deposit is located west of Dinnyeberki, at a depth range of 25.8–40.8 m below the surface, and at 100–115 m above sea level (N 46°05´ 36.46˝ E 17°56´47.20˝). It is in the 0.5–3.5 m-thick, coarse-grained sedimentary rocks along with the high organic matter content of the Szászvár Formation. Its horizontal extent is 50×70 m. The underlying rocks of the Szászvár Formation are the Palaeozoic basement (Mórágy Granite, Korpád Sandstone, Gyűrűfű Rhyolite, Cserdi Sandstone) and the Middle Miocene (Karpathian) Tar Dacitic Tuff. It is overlain by the Upper Pannonian (s.l.) Somló Formation. On the top of the bed sequence there is loess and re-deposited loess.

The immediate over- and underlying beds of the mineralization are poor aquifers (10^{-8} m/s). The original water content of the mineralized horizon is 5% its average porosity is 15–20%, and its permeability 1–10 mD. Its average effective coefficient of permeability is 3.5×10^{-7} m/s. The lead isotopic age of the mineralization is 20 million years, with additional enrichment through mobilisation 11–15 million years ago. When discovered, 90% of the uranium was mobile and in an oxidised (U^{6+}) state. The ore reserve is 18,000 kg U. The equilibrium conditions of the mineralization were changed by the experimental in situ leaching. In the mineralized section of the Dinnyeberki Db–3 well (drilled in 1982) the Ra_{Ueq}/U equilibrium ratio varied randomly between 0.76 and 1.5. In the lower mineralized section of the Db-46 well drilled in 2008 this parameter was 0.39, while in its upper mineralized section the ratio has shifted towards a radium surplus, even reaching a value of 1.89. According to the Dahlkamp classification, the mineralization belongs to sandstone-type deposits within these the Chinle subtype has developed in a basal channel environment.

The Mecsek Ore Mining Company launched experimental *in situ* leaching to exploit the uranium in the middle of the 1980s. The production was stopped in 1989. The environmental status assessment started in 1995. The solution retained in the deposit was strongly acidic (pH_{min} = 2.8), with highly dissolved uranium (U_{max} = 42 mg/l) and sulphate ($SO_{4\,max}^{2-}$ = 16,255 mg/l. The remediation with clean water washing-out was started in 1999 and lasted three years.

Keywords: Western Mecsek Hills, Miocene, uranium ore, hydrogeology, in situ leaching, remediation

Összefoglalás

A dinnyeberki uránércesedés Dinnyeberkitől nyugatra, a felszín alatt 25,8–40,8 méter mélységben, 100–115 m tengerszint feletti magasságban helyezkedik el (É 46°05´ 36,46˝ K17°56´47,20˝). A Szászvári Formáció durvatörmelékes, magas szervesanyag-tartalmú, 0,5–3,5 m vastagságú összletéhez kötődik. Horizontális kiterjedése 50×70 m. A Szászvári Formáció feküje a paleozoos alaphegység (Mórágyi Gránit, Korpádi Homokkő, Gyűrűfűi Riolit, Cserdi Homokkő), illetve a középső-miocén (kárpáti) Tari Dácittufa. Felette üledékhiánnyal települ a felső-pannóniai (s.l.) Somlói Formáció. A rétegsort lösz – áthalmozott lösz zárja.

Az ércesedés közvetlen fedő és fekü rétegei rossz (10^{-8} m/s) vízáteresztő képességűek. Az ércesedést hordozó réteg eredeti víztartalma 5%, átlagos porozitása 15–20%, permeabilitása 1–10 mD. Átlagos effektív szivárgási tényezője $3,5 \times10^{-7}$ m/s. Az ércesedés ólomizotóp-kora 20 millió év, további áthalmozódásos dúsulása 11–15 millió éve zajlott. A feltáráskor az urántartalom 90 százaléka mobilis, oxidált (U^{6+}) állapotú volt. A számított készlet 18 000 kg fémurán. Az ércesedés egyensúlyi viszonyai a kísérleti perkoláció hatására megváltoztak. Az 1982-ben mélyült Dinnyeberki Db–3 jelű fúrás érces szakaszán a Ra_{Ueq}/U egyensúlyi hányados 0,76 és 1,5 közötti tartományban, rendszertelen eloszlásban változott. Az 2008-ban mélyült Db–46 jelű fúrás alsó érces szakaszában ez az érték 0,39 volt, amíg a felső érces szakaszában a radioaktív egyensúly a rádium irányába tolódott el, a hányados jelenleg eléri az 1,89 es értéket is.

Az ércesedés a *Dahlkamp*-féle osztályozási rendszerben a homokkő típuson belül az alaphegység-felszíni üledékszállítási csatornában létrejövő *Chinle*-altípusba sorolható.

Az urán kitermelésére a nyolcvanas évek közepén a Mecseki Ércbányászati Vállalat felszín alatti kísérleti perkolációt indított. 1989-ben a termelés leállt. 1995-ben kezdődött meg a környezeti állapotfelmérés. A visszamaradt oldat erősen savasnak (pH_{min} = 2,8), magas oldott urán- (U_{max} = 42 mg/l) és szulfáttartalmúnak ($SO_{4\,max}^{2-}$ = 16 255 mg/l) bizonyult. 1999-ben tiszta vizes öblítéssel indult kármentesítés, amely három év alatt fejeződött be.

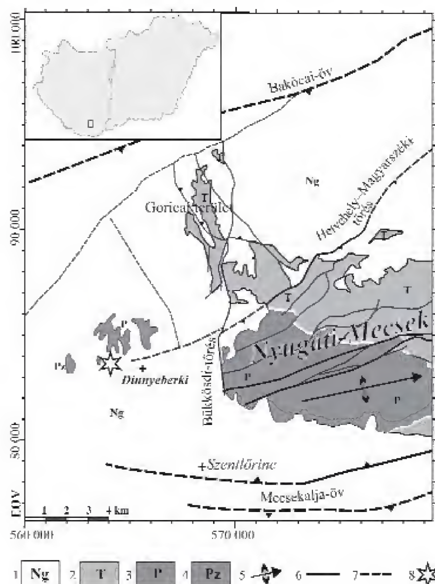
Tárgyszavak: Nyugati-Mecsek, miocén, uránérc, vízföldtan, felszín alatti kioldás, rekultiváció

Bevezetés

A nyolcvanas évek elején megismert dinnyeberki (néhány jelentésben gyűrűfűinek nevezett) uránércesedésről — a bejelentéstől (CHIKÁN & WÉBER 1984) eltekintve — nem jelent meg nyomtatásban ismertetés. Ezt a hiányt szándékozunk pótolni az ércesedés teleptanának, a kutatás és a kísérleti perkoláció menetének és a rekultiváció módjának a bemutatásával.

Kutatástörténet

A nyugat-mecseki uránérc megismerését követően a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV), illetve elődvállalatai Dinnyeberki környékén is folytattak érckutatást, amit a perm kori képződmények felszíni és felszínközeli előfordulásai indokoltak. A fúrás- és kutatóakna-mélyítés mellett radiohidrológiai és radiometriai felvételek is folytak, a módszerek fejlődésével ismételten is. E kutatások során uránércesedést nem találtak.



1. ábra. A dinnyeberki ércesedés helyzete a Ny-Mecsek földtani térképvázlatán

1 – neogén képződmények felszíni elterjedése; 2 – triász képződmények; 3 – perm képződmények; 4 – paleozoos kristályos aljzat, 5 – periantiklinális-tengely; 6 – észlelt szerkezeti elemek; 7 – szerkesztett szerkezeti elemek; 8 – dinnyeberki ércesedés

***Figure 1.** Location of the Dinnyeberki ore deposit on the geological map of the Western Mecsek Hills*

1 – Surface occurrence of Neogene formations; 2 – Triassic formations; 3 – Permian formations; 4 – Palaeozoic crystalline basement; 5 – Axis of perianticline; 6 – Observed structural elements; 7 – Concluded structural elements; 8 – Dinnyeberki ore deposit

A Magyar Állami Földtani Intézet és a MÉV együttműködésének keretében folytatott tízezres méretarányú földtani térképezéshez 1982-ben, Dinnyeberkitől NyDNy-ra, a Gyűrűfűi-völgy oldalvölgyében CHIKÁN Géza tervei szerint mélyült a Bükkösd térképező BüT–10 jelű fúrás, amelynek miocén törmelékes üledéksorában (36,5–39,9 m mélységben) magas gammaanomáliát mértek (CHIKÁN & WÉBER 1984). (Érdekesség, hogy a térképező fúrás a később feltárt érclencsének pontosan a közepét, a legjobb minőségű és legvastagabb részét harántolta.) A MÉV Kutató-Mélyfúró Üzeme még abban az évben fúrásos kutatást indított (KONRÁD 1982a, 1982b; WÉBER 1982) (1. ábra, I. táblázat).

A területet 20 méteres, NyDNy–KÉK-i és ÉÉNy–DDK-i csapású négyzetháló szerint telepített 45 db magfúrással tártuk fel. (A magfúrások a Db [Dinnyeberki] jelet kapták, a későbbi, teljes szelvényű geofizikai ellenőrző fúrások a Dbg jelet. A kezdeti kísérletek lineáris kúthálójának fúrásai P jelűek, a hatszöges elrendezésű kísérleti perkolációs fúrások hat nyomókútja N, a szívókút S jelölésű. F jelűek a megfigyelőkutak.) A neogén képződmények harántolása után a fúrások még néhány métert haladtak az alaphegységi képződményekben. A mélyebb fekü rétegsor megismeréséhez lemélyítettük a 9017 számú, 607,6 m talpmélységű magfúrást is.

A fúrómag dokumentációját rétegenként — az országban az elsők között — számítógépi feldolgozásra alkalmas formában szerkesztett adatlapokon rögzítettük. Emellett — a JÁMBOR Áron által a nyugati-mecseki érckutatásban meghonosított módszerre alapozva, azt kibővítve — minden fúrásról 1:200 méretarányú „fáciesszelvényt" készítettünk, amelyen a litológiai adatokon túlmenően a műszaki paramétereket és a karotázsgörbéket is ábrázoltuk.

A kutatás eredményeként egy 18 000 fémkilogramm urántartalmú érclencse vált ismertté, a felszín alatt 25,8–40,8 méter mélységben, 100–115 m közötti tengerszint feletti magasságban.

Az anyagvizsgálatok az ércesedés paramétereinek megismerése mellett elsősorban a felszín alatti kioldásos termelés megalapozását szolgálták, ugyanis a gazdasági számítások a külfejtés és a mélyművelés helyett a fúrólyukakon keresztül történő kioldást jelezték kifizetődőbbnek. 1985-ben kezdődött meg a kísérleti föld alatti perkoláció, amelynek 1989-ben jelentkeztek az első eredményei (UNYI 1989). A kísérleti perkoláció befejezése után először 1995-ben végeztünk állapotfelmérést (KONRÁD 1995, LENDVAI 1995), majd 1999-ben elkészítettük a kármentesítési tervet (KONRÁD et al. 1999). A kármentesítés 1999. szeptember 14-én kezdődött, és 2002. október 8-án ért véget. A kétezres években a WildHorse Energy Kft. (WHE) ismét kutatni

I. táblázat. A dinnyeberki érckutatás, kísérleti perkoláció és kármentesítés munkafázisai

Table I. *Phases of the ore exploration, experimental in situ leaching and site remediation at Dinnyeberki*

1982	Az ércesedés harántolása a BüT-10 jelű térképező fúrással; a Db-3 jelű ellenőrző fúrás és Db jelű felderítő fúrások mélyítése; egyedi kútvizsgálatok a Db és a 9017 jelű fúrásokban; DUDUKALOV-POPOV (1982) szerinti lineáris kútháló kialakítása (P jelű fúrások)
1982–1983	A P jelű perkolációs fúrásokban nyeletési és egyedi kútvizsgálatok
1985	Próbaszivattyúzás a P 10-es fúrásból
1986	Sóoldatos kísérletek a P jelű fúrásokban
1986. 08.	Sóoldatos (NaCl) nyomjelző kísérletek kezdete
1987	Kúttisztítás, új, hexagonális kútháló tervezése
1987 1988	A hexagonális kilúgzósejt kútjainak (S 1, N 1 6) mélyítése
1988. 06. 23. - 1988. 10. 28.	Perkolációs kísérletek kénsavas oldattal
1989. 02.	A perkolációhoz kapcsolódó utolsó elemzési eredmények
1995	Tanulmány a perkoláció környezeti hatásairól, rekultivációs terv
1995. 06. 21. 07. 07.	Kísérleti tisztító kompresszorozás
1997–1999	Vízmintázás, hidraulikai vizsgálatok
1999. 09. 14. - 2002. 10. 08.	Kármentesítés
2008	A DB 46 jelű fúrás lemélyítése (WildHorse Energy)
2011	Bányászati tervezés (WildHorse Energy, Mecsekérc Zrt.)

kezdte a lelőhelyet, ennek során 2008-ban lemélyíttették a Dinnyeberki Db–46 jelű fúrást (BARABÁS 2009). 2011-ben a WildHorse Energy és a Mecsekérc Zrt. együttműködésében megindult a mélyszinti bányaműveletek tervezése.

Az ércesedés földtani és teleptani jellemzői

Földtani környezet

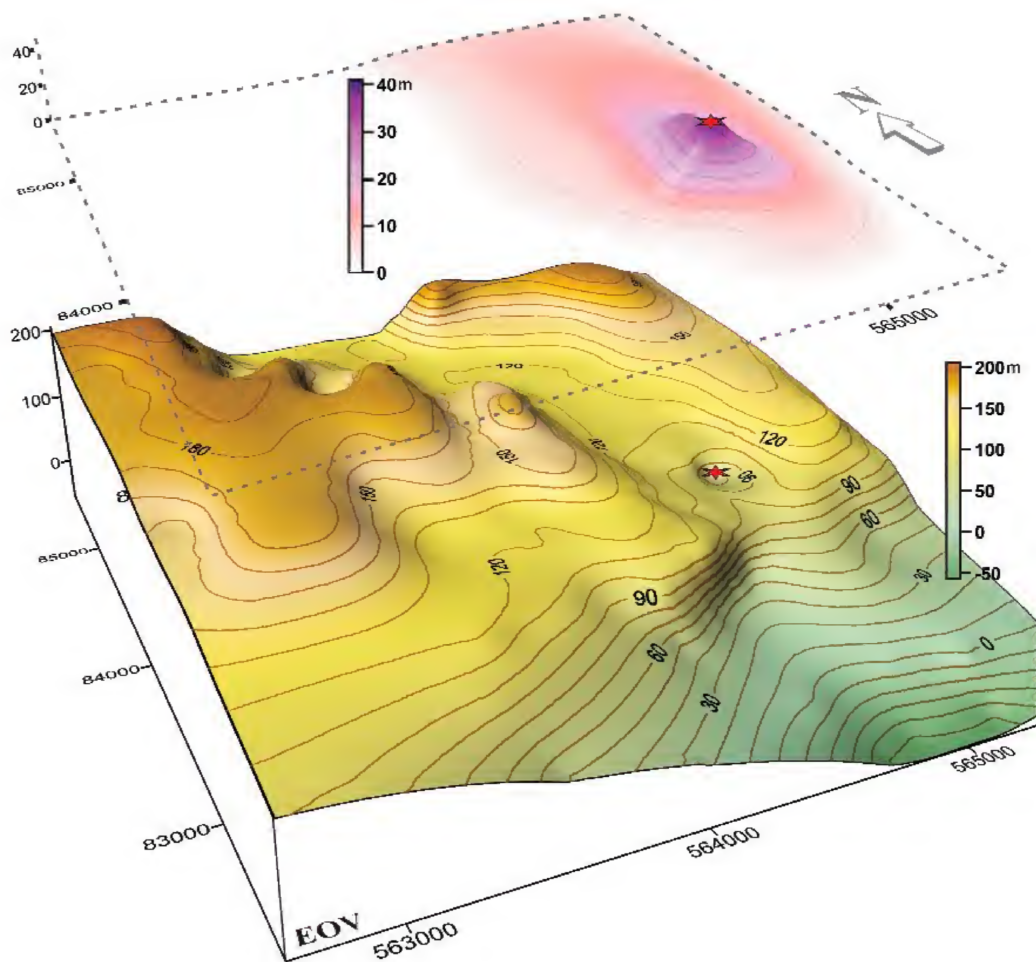
A vizsgált terület a Nyugati-Mecsek nyugati előterében, a Mecsekalja-övtől északra, a Bükkösdi-töréstől nyugatra található. Az alaphegységet paleozoos granitoid (Mórágyi Komplexum), alsó-permi törmelékes üledékek (Korpádi Homokkő, Cserdi Formáció) és riolit (Gyűrűfűi Riolit) alkotja. A Gyűrűfű–Dinnyeberki környéki felszíni kibúvásoktól dél felé haladva az alaphegység felszíne egyre mélyebben található (2. ábra).

Nyugatabbra, Nagyváty környékén a granitoidok a felszínen is megjelennek, az ércesedéstől délkeletre pedig a Helesfai Szerpentinitet fúrták meg kis mélységben a pannóniai képződmények alatt (Helesfa H–1, H–2).

Az ércesedés egy Dinnyeberkitől nyugatra, É–D-i csapással déli irányba mélyülő és kiszélesedő alaphegységi völgy elszigetelt miocén üledék-előfordulásához kapcsolódik (2. ábra és l. még a 3. ábra földtani térképén az alaphegységfelszín szintvonalait). A miocén képződmények elterjedését és vastagságát szemlélteti a 2. ábra. A részletesen megkutatott terület nagysága 160×180 méter (3. ábra).

A fúrások és a közeli kibúvások adatai szerint az alaphegységet adó perm rétegek jellemzően ÉNy felé dőlnek ~30 fokkal. A granitoid a Nagyváty környéki fúrásokból és felszíni előfordulásból ismert típussal megegyező, általában halványrózsaszín vagy zöldesszürke színű. Aprókristályos, halványzöld és rózsaszín földpát, valamint kvarc és biotit jellemzi. BUDA (1984) vizsgálatai szerint kémiai összetétele közel áll a mórágyi granitoidokhoz, de annál savanyúbb. Jellemző kőzettípusai a monzogránit-granodiorit, kvarcmonzonit, diorit-tonalit (KÓSA 1982). Aplit, kvarc, valamint lamprofír (fonolit?)-telérei ismertek. A dinnyeberki ércesedés északi peremén mélyült 9017 számú fúrás granitoidjában 512–516 méter között mikroteléres–mikroeres uránérc-indikációt találtak (VINCZE et al. 2011).

A granitoidra települő Korpádi Homokkő a vizsgált területen vörösesbarna, rosszul osztályozott, kavicsos homokkő. A kavicsok anyaga granitoidokból és metamorf kőzetekből származik. A formációnak felszíni kibúvása ismert ÉNy-ra, egy kilométer távolságban. A Korpádi Homokkőre települő Gyűrűfűi Riolit felszíni kibúvása 1 km-rel északabbra található. A 9017-es fúrás harántolta a teljes formációt. Irányított szövete az alaphegység dőlésszögével megegyező. Saját anyagú zárványai mellett vörös és sötétszürke aleurolit-zárványokat is tartalmaz. A porfíros elegyrészek aránya kb. 50%: rózsaszín földpát, üvegfényű, gyakran víztiszta kvarc és fekete színes szilikátok ismerhetők fel benne. Eredeti leírásunk szerint 56,2–56,7 m és 141,2–141,7 m között agglomerátum, a formáció legalsó része — 141,7–146,8 m között — pedig halványzöld, kovával cementált tufa. VARGA (2009) értelmezése szerint a teljes formáció ignimbrit.



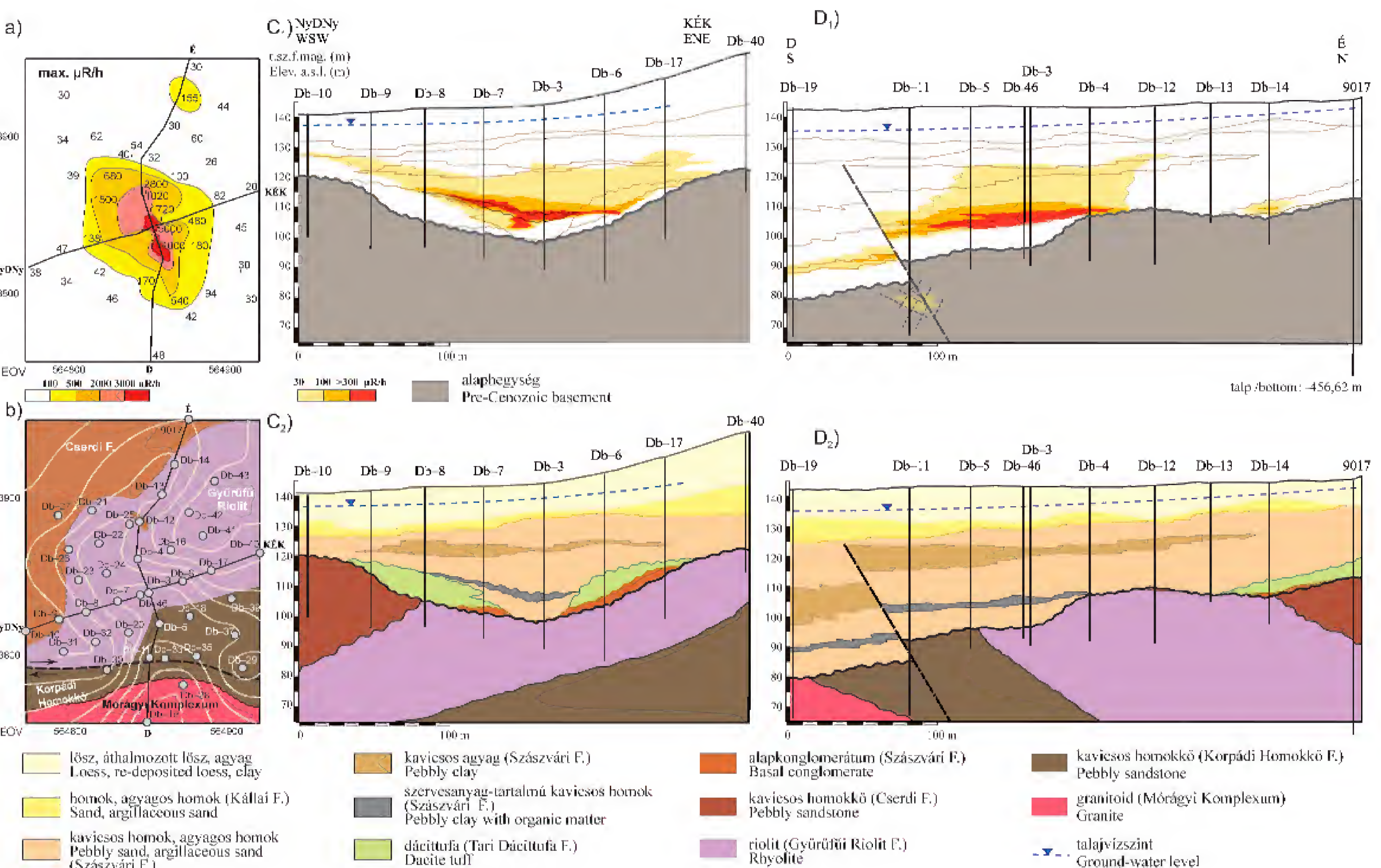
2. ábra. Az alaphegység-felszíne (a kainozoikum elhagyásával, lent) és az alsó-középső-miocén üledékek vastagságtérképe (fent) a dinnyeberki ércesedés környezetében. Az ércesedés helyét csillag jelöli

Figure 2. *Contour lines of the elevation of the top of pre-Cenozoic basement above sea level (below) and the thickness of Miocene sediments (above) in the vicinity of the Dinnyeberki ore deposit. The deposit is shown by an asterisk*

A Gyűrűfűi Riolitra települő Cserdi Formációt barna konglomerátum és kavicsos homokkő jellemzi. A kavicsanyag nagyobbrészt a Gyűrűfűi Riolitból származik, emellett metamorf és granitoid kőzetféleségek fordulnak elő benne. Báziskonglomerátumát riolit- és homokkőkavicsok alkotják. A 9017-es fúrásban az 57,2–54,5 m közötti rétegeit tufitnak minősítettük, báziskonglomerátumának mátrixából tufát írtunk le. Hasonló képződményeket említ FAZEKAS (1978) a 9015 jelű fúrásból, szintén a Cserdi Formáció alsó, a Gyűrűfűi Riolitra települő rétegeiből.

A legidősebb fedőhegységi képződmény a Szászvári Formáció alapkonglomerátuma. (A területen feltárt miocén durvatörmelékes összletet CHIKÁN [CHIKÁN 1991, in GYALOG & BUDAI 2004] Keresztúri Formáció néven javasolta elkülöníteni. Jelen tanulmányban a Szászvári Formációba soroljuk, annak késői, hegységperemi kifejlődéseként.) Az alapkonglomerátum fölött, illetve annak hiányában — az egykori domboldalon — az alaphegység felszínén települ a zöld színű, horzsaköves, biotitos Tari Dácittufa. A formációt 23 db fúrás harántolta, legnagyobb vastagságban (9,1 m) a Db–23 jelű. Több fúrás (Db–20, –22, –30, –35, –37, –39) rétegsora alapján a tufa a Szászvári Formáció képződése idején rakódott le, azzal „összefogazódik". A völgy középső részén az időszakos vízfolyás később erodálta, többnyire a báziskonglomerátummal együtt (3. ábra), majd az így kialakult árokban folytatódott az üledékképződés.

Az alapkonglomerátumra, illetve a tufára alig koptatott, durvaszemű kavicsokból álló lejtőtörmelék és időszakos vízfolyások üledéke települ. Gyakran mátrixvázú, a mátrix legnagyobb része a dácittufa lepusztulásából származik. A



3. ábra. A dinnyeberki ércesedés földtani helyzete és a karotázsmérések gamma-szelvénye alapján szerkesztett érckoncentráció (KONRÁD 1995 nyomán)

Figure 3. *Geological position of the Dinnyeberki mineralization and the ore grade contour lines drawn from the downhole gamma-ray logs (after KONRÁD 1995)*

rétegsorban alulról felfelé haladva egyre redukáltabbá válik, színe vörösbarnáról szürkére változik. Kavicsanyaga a gyakoriság sorrendjében: riolit (Gyűrűfűi Riolit), alsó-középső–permi homokkő (Korpádi Homokkő, Cserdi Formáció), granitoid-féleségek, kvarc, csillámpala, kvarcit és bazalt (Mecsekjánosi Bazalt). A kvarc, a metamorf kőzetekből származik, a bazalt anyagú kavicsok feltehetően idősebb miocén képződményekből áthalmozottak, mert a közvetlen környéken nem ismert szálban álló előfordulásuk. Rétegsorának alsó harmadában található meg az a szervesanyagban gazdag, sötétszürke, kavicsos, agyagos homok, amelyhez az ércesedés kapcsolódik. SÜTŐNÉ (in HEGYI 1982) palinológiai eredményei szerint eggenburgi–ottnangi korú, ugyanakkor a közbetelepült tufa az ásvány-kőzettani jellemzők alapján azonosítható a kárpáti emeletbe tartozó Tari Dácittufával. BARABÁS et al. (1996) szerint a Nyugati-Mecsek területén a terresztrikus összlet képződése a kárpáti korszakban is folytatódott, tehát fácieseltolódással a korábbi flóra is fennmaradhatott.

A miocén rétegek eróziós felszínére sárga, homokkőréteges, helyenként agyagos lencséket tartalmazó, 2–35 m vastagságban harántolt, a Somlói Formációba sorolható felső-pannóniai homok települ. Jól osztályozott, enyhén agyagos kötőanyagú, aprószemcsés, apró muszkovitcsillámos. Anyaga főként granitoidokból származik, a kvarc, a kevesebb földpát és a gyakori muszkovit mellett biotitcsillámokat is tartalmaz. Alsó rétegei gyakran halványzöld, szürke árnyalatúak. Bázistörmeléke 0,3–1,2 m vastagságú, szürke, rosszul osztályozott, agyagos kötőanyagú, mátrixvázú, kavicsos homokkő, jól koptatott, zömében gránit, kevesebb riolit anyagú aprókaviccsal (Kállai Kavics Formáció?). A Somlói Formáció eróziós felszínére települnek a 12 m átlagvastagságú, negyedidőszaki eolikus–deluviális üledékek, illetve elsősorban lösz, áthalmozott lösz.

A feltárt területen egy jelentős vető ismert, amelynek síkja a négy harántolás (9017, Db–11, Db–29 és Db–33 jelű fúrás) alapján 350°/70° helyzetű (3. ábra). E mentén az alaphegységi képződményekben legalább 100 méter a *normál vető* jellegű rétegtani elvetési magasság. Ugyanakkor a miocén rétegsorban e szerkezet mentén 15 méteres *feltolódás* következett be, ami a fúrási rétegsorok közvetett adatai szerint a pannóniai képződményeket is érintette, vagyis az alaphegységi törés (normálvető vagy jobbos eltolódás) síkja — a Mecsekre jellemző tektonikai fejlődésmenettel megegyezően — a késő-neogénben, déli vergenciájú feltolódásként éledt újjá (3. ábra), (KONRÁD & SEBE 2010). Ezt támasztja alá FAZEKAS & VINCZE (1984) ércvizsgálata is. A szerkezet mentén az alaphegységben (Korpádi Homokkő) hidrotermás átalakulással Cr- és U-dúsulásos illitesedés történt, ami a Kővágószőlősi Homokkő uránérces szerkezeti zónáiból jól ismert folyamat, és az alpi tektonikához köthető. Mivel a felette települő miocén rétegekben ilyen illitesedés nem figyelhető meg, a Db–11 fúrással feltárt anomális szerkezeti zóna is miocén előtti; késő-miocén felújulását hidrotermás folyamatok már nem kísérték.

Az ércesedés jellemzői

Az ércesedéshez tartozó U-anomália elterjedése négy képződményt érint (3. ábra):

— az alaphegységi vetőagyagot,

— a dácittufa alatti szervesanyag-tartalmú rétegeket,

— a dácittufa alsó néhány deciméterét és

— a dácittufa feletti szervesanyag-tartalmú törmelékes összletet.

Ezek közül a dácittufa feletti szervesanyag-tartalmú, lazán kötött, széteső, morzsalékos, agyagos, kavicsos homokban–homokkőben előforduló ércesedés (4. ábra) bizonyult műrevalónak. Finomszemű frakciója homokot, változó mennyiségű agyagot, kőzetlisztet és tufigén törmelékanyagot tartalmaz. Jellemző agyagásványa az illit–Ca-montmorillonit (HEGYI 1982). A színképelemzési eredmények szerint az érces összletben néhol Zr és Ba dúsulása tapasztalható (HEGYI 1982). FAZEKAS & VINCZE (1984) vizsgálatai szerint az urán a csökkenő szemcsemérettel dúsul: a 0,125 mm-es frakció ötször-tízszer több uránt tartalmaz, mint az 1,0 mm-es frakció (5. ábra). A produktív összlet karbonáttartalma alacsony (átlag 0,2 %).

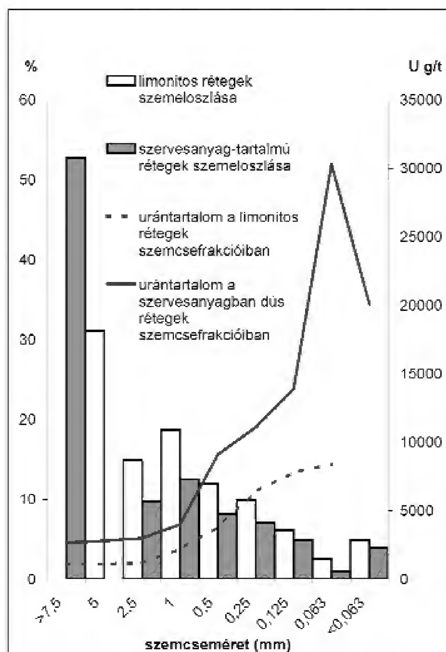
Az összlet különböző mértékű oxidációja eltérő limonit-tartalmat és színt eredményezett. A magas szervesanyag-tartalmú rétegek kivételével az uránérctartalmú rétegek erősen oxidáltak — Fe^{2+} ≈0,4%, Fe^{3+}≈2% —, ennek megfelelően az ércesedést is magas oxidációs fokú U-oxid és -hidroxid ásványok jellemzik. A nehézásvány frakció röntgen-pordiffrakciós felvételein csak a fő összetevők, mint a vas-oxid-hidroxidok és a rutil-ilmenorutil adtak jól értékelhető vonalintenzitást, a további gyakori, de halvány diffúz vonal FAZEKAS & VINCZE (1984) szerint az uránásványok gyenge kristályosodottságára utal. A lehetséges ásványfázisok magasabb oxidációs fokú uránoxidok, -hidroxidok (pl. studtit, hejvit-metahejvit (haiweeite-metahaiweeite) és coffinit utáni oxidok) lehetnek.

A szürke, szervesanyag-tartalmú rétegek környezetében sárga, sárgásbarna, limonitos zóna figyelhető meg, ami az érchordozó összlet jellemző sajátossága. FAZEKAS & VINCZE (1984) radiográfiai felvételei szerint az urántartalom általában szórt, de találhatók nagy urántartalmú (>10%) szemcsék is, amelyek ércásványokkal átszőtt fekete, szenes aleurolitok. Ennek köszönhető, hogy a nehézásvány-leválasztással 5–10-szeres(!) dúsítás érhető el. A fonalas–szalagos szövetű uránoxidok környezetében megjelenő framboid bakteriopirit kristályok lokális, organikus eredetű reduktív környezetet jelölnek. Mindebből FAZEKAS & VINCZE (1984) reduktív közegben végbement szingenetikus uránércesedésre következtetett, de nem tudták megállapítani, hogy az a permi vagy a miocén üledékképződés során zajlott-e le. Az érces aleurolitok viszonylagos állékonyságából, keménységéből inkább permi ércesedés áthalmozódását valószínűsítették. Az ércesedés a magas szervesanyag-tartalmú képződményhez kötődik, de nem minden magas szervesanyagtartalmú réteg érces, ezért az organikus szén és az U-tartalom közötti korreláció összességében alacsony.



4. ábra. Részlet a Dinnyeberki Db-46 jelű fúrás érces szakaszáról. A papírcímkék a mért gamma intenzitást (cps) jelölik. BALOGH Zoltán felvétele, a WildHorse Energy Hungary Kft. engedélyével

Figure 4. *Drill cores from the mineralized horizon of the borehole Dinnyeberki Db-46. Labels indicate the gamma-ray intensity (cps). Photo of Zoltán BALOGH, licensed by WildHorse Energy Hungary Kft.*



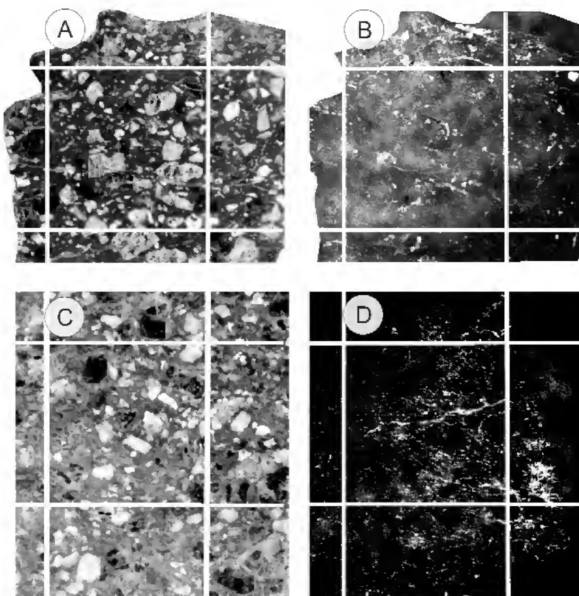
5. ábra. A szemcseméret és az urántartalom összefüggése a Dinnyeberki Db-5 jelű fúrás érces rétegeiben; FAZEKAS & VINCZE (1984) adataiból szerkesztve

Figure 5. *Correlation of the grain size and the uranium content in the mineralized beds of borehole Dinnyeberki Db-5; plotted from the data of FAZEKAS & VINCZE (1984)*

A kavicsok zömét a 30–60 mm-es mérettartományba esők adják, ezek tartalmazzák az összes urán 20%-át. A legmagasabb urántartalom a riolit-melariolit (Gyűrűfűi Riolit) és a bazalt (Mecsekjánosi Bazalt) kavicsokban mérhető (max. 430 g/t), a homokkövekben max. 40 g/t, a gránitokban max. 20 g/t. A dúsulás általában a kavicsok bekérgezéseként, vagy a kavicsok belsejébe hatoló finom repedések mentén található (6. ábra).

Az érces képződmény harántolási vastagsága 0,5–3,5 m között változik. Átlagos porozitása 15–20%, urántartalma 20–6780 g/t közötti, a számított átlagérték 310 g/t. (A 2008. évben a WildHorse Energy által mélyíttetett Db–46 jelű fúrásban 20 600 g/t csúcsérték is előfordult, de ez már a kísérleti perkoláció utáni állapotot jellemzi.) HARSÁNYINÉ (1988) számításai szerint az ipari ércvagyon sokszögelési módszerrel 13 305,7 t (18 048,8 fém-kg), számtani középarányos módszerrel 13 597,1 t (17 676,2 fém-kg). A kezdeti mérések szerint a finomszemű frakció ércében fennállt a Ra/U egyensúly, az érces kavicsok többségében Ra-túlsúly mutatkozott. Az izotóparányok és az oxidációs viszonyok alapján jelenleg is intenzív kilúgzási és áthalmozódási folyamatok játszódnak le. FAZEKAS & VINCZE (1984) vizsgálata szerint az U több mint 90 százaléka hat vegyértékű, azaz lazán kötött, mobilis állapotú. A permi ércesedésből történt áthalmozódásra utal szerintük a legnagyobb U-tartalomhoz tartozó alacsony U^{4+} érték (3–6%) és az enyhe negatív korreláció, valamint a szervesanyag és az U^{4+} negatív korrelációja.

Az ércesedés korának meghatározásához a Dinnyeberki

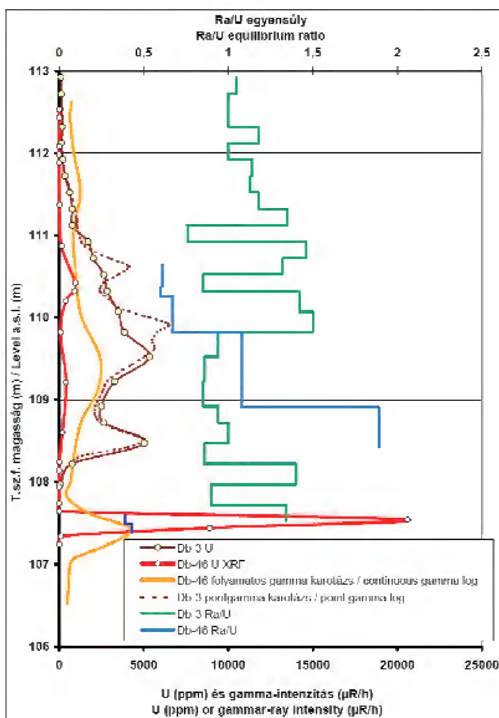


6. ábra. Riolitkavicsok felületi csiszolatának fényképe (A, C) és autoradiográfiás felvétele (B, D). (Fazekas & Vincze [1984] felvétele, a háló osztása ~1 cm)

Az uránásványok finom hintésként fordulnak elő, helyenként követve a folyásos szerkezetet és a repedezettséget

***Figure 6.** Photos of polished sections (A, C) and autoradiography (B, D) of rhyolite pebbles. (Photos of Fazekas & Vincze [1984], grid spacing is ~1 cm)*

The uranium minerals are finely disseminated, following the flow structure and fracturing in some places



7. ábra. A Db-3 és Db-46 jelű fúrások gamma-karotázs és laboratóriumi elemzési eredményei (Barabás 2009 nyomán)

***Figure 7.** Gamma-ray downhole log and core sample laboratory test results of the boreholes Db-3 and Db-46 (Barabás 2009)*

Db–3 fúrás 5 ércmintájából ólomizotóp-összetétel meghatározást végeztek Leningrádban (Nyevszkaja Ekszpegyicija) izotóp-színkép módszerrel, a Mecseki Ércbányászati Vállalat Radiokémiai Laboratóriumában pedig az U-Th-Ra izotóparányt határozták meg (Sebessy L.) alfa-spektometriás módszerrel (Fazekas & Vincze 1984). Az utóbbi vizsgálatot a Büt–11 jelű fúrás (MÁFI) 3 ércmintáján és 11 db érces kavicson is elvégezték. Az eredmények alapján Fazekas & Vincze (1984) az első ércesedés korát 20 millió évnek találta, amelyet további áthalmozódásos dúsulás követett 15–11 millió éve, de felhívják a figyelmet arra, hogy a permi homokkőből történt lepusztulás esetén a „törmelékes” uránásványok nagyobb radiogén ólomtartalma is okozhatta az idősebb koreredményt.

A Ra/U egyensúlyra vonatkozó újabb adatokat (7. ábra) a korábbi Db–3 fúrástól 6,8 m távolságra lemélyített Db–46 jelű (WHE) fúrás szolgáltatta 2008-ban (Barabás 2009).

A két fúrás között jelentős különbségek mutatkoznak az ércesedés paramétereiben és jellegében. A Db–46 jelű fúrásban 1 méternyi meddő, valamint további 1 méternyi, gyengén ércesedett szakasz választja el egymástól a két érces szintet, míg a Db–3 jelű fúrásban az ércesedés 3,7 méteren keresztül megszakítatlan. Továbbá a Db–46 jelű fúrás alsó érces szakasza olyan mélységben található, ahol a Db–3 fúrásban már nem volt érc.

A nyolcvanas években az ércesedést összességében egyensúlyi állapotúnak találták (Fazekas & Vincze 1984). A Db–3 jelű fúrás érces szakaszán az egyensúlyi hányados 0,76 és 1,5 között volt, rendszertelen eloszlásban. Ezzel szemben a Db–46 jelű fúrás alsó érces szakaszában a gamma-spektrometriai elemzés erősen az urán irányába eltolódott radioaktív egyensúlyi helyzetet mutatott ($Ra_{U_{eq}}/U = 0{,}39$). A fúrás felső érces szakaszában ellenkező helyzet alakult ki, vagyis a radioaktív egyensúly a rádium irányába tolódott el, a hányados eléri az 1,89-es értéket is.

Az ércesedés teleptípusa

A dinnyeberki ércesedés Dahlkamp (1993) osztályozási rendszerében a homokkő típusú telepek kategóriájába tartozik. Meglehetősen sajátos kifejlődésű, de besorolható az alaphegység-felszí-

ni üledékszállítási csatornában létrejövő *Chinle*-altípusba. A szervesanyag-tartalmú rétegek U-tartalma rendszerint nagyságrendekkel nagyobb a környezeténél, de uránszegély zónák is előfordulnak benne, amiből FAZEKAS & VINCZE (1984) az ércesedés „lencsés–foltos” telepalkatára következtetett.

Vízföldtani viszonyok

A terület a Gyűrűfűi-völgy és egy ÉÉK-i oldalvölgy találkozásánál helyezkedik el, a fővölgyben állandó, a mellékvölgyben időszakos vízfolyással. A felszínközeli vizek áramlása is a völgytalp és a völgy lejtése irányába mutat. A morfológiából adódóan a nyugati-mecseki regionális beszivárgási területhez tartozik, az ún. középvonali régióhoz. A pannóniai (s.l.) képződmények vizére hatást gyakorló lokális vízáramlási rendszerek tekintetében lokális beszivárgási terület vagy átmeneti zóna. A mélyebb (miocén és alaphegységi) vizekre horizontális vízáramlás jellemző, amit a különböző képződmények majdnem teljesen azonos nyugalmi vízszintadatai bizonyítanak; a terület tehát vizét távolabbról, magasabb térszínről, D–DNy-i irányú áramlással kapja. A legalul települő miocén és az alaphegységi képződményekben a potenciálfelület kis esése és a rendkívül alacsony k-tényező miatt a vízmozgás gyakorlatilag elhanyagolható (FÖLDING & STEFÁN 2004).

A rétegsor hidrogeológiai jellemzése

A lösz vízvezető-képessége irányonként változó: vertikálisan viszonylag jó, horizontálisan gyengébb.

A lösz alatt elhelyezkedő homokos, homokköves, helyenként agyagos lencséket tartalmazó felső-pannóniai üledékek talajvizet tárolnak, utánpótlást a beszivárgó csapadékvízből nyernek. Vízvezető- és víztároló-képességük valamivel magasabb, mint a fekü és fedő képződményeké. A tágabb környezetben több vízkút is települt ezekre a rétegekre. Szivárgási tényezője $1,6 \times 10^{-6}$ m/s (II. táblázat). A képződmény víztározónak minősíthető, vize Ca^{2+}, Mg^{2+} HCO_3-os.

II. táblázat. Különböző módszerrel és különböző időben nyert permeabilitás, vízszállító-képesség és szivárgási tényező értékei a dinnyeberki ércesedés területén

Table II. *Permeability, water transport capacity and coefficient of permeability data obtained with different methods and at different times from the area of Dinnyeberki ore deposit*

	Fúrásszám	Vizsgált réteg	Módszer	Permeabilitás D	Vízszállító képesség T [m²/s]	Szivárgási tényező K [m/s]
MSZKFI 1982	Db-8, 27,5 m vert.	érces	laboratóriumi	0,0063		
	Db-8, 27,5 m hor.			0,0056		
	Db-8, 27,9 m hor.			1,511		
	Db-8, 27,95 m vert.			0,0678		
	Db-8, 27,95 m hor.			0,120		
TÓTH L. 1984	S-1	érces	nyeletéses	0,001		
			Kusakin	0,012		
			visszatöltődéses	0,006		
			Jacob	0,01		
		alaphegység	laboratóriumi	0,000001		
1985	P-10	érces	próbaszivattyúzás			4,3E-07
1986	P2-P13	érces	sózás			2,6E-05
TÓTH A. 1987	S-1	érces	kísérlet			1,5E-04
			számítás			1,0E-04
UNYI 1987		érces	visszatöltődéses			3,0E-07
UNYI 1988	P-10	érces	visszatöltődéses			3,5E-07
	P-2 - P-13		sózásos			2,6E-05
UNYI 1989	S-1	érces	*Jacob*			3,5E-08
			több lépcsős			3,5E-08
1997	S-1	érces	visszatöltődéses			1,4E-07
FÖLDING & STEFÁN (2004)	N-2	alaphegység				2E-06
		pannóniai homok	*Theis & Jacob*		8,27E-06	1,65E-06
		érces	*Theis & Jacob*		8,59E-07	2,14E-07

A teljes miocén törmelékes összlet gyengén vízvezetőnek és tározónak minősíthető. A szivárgási tényező számított értéke a vízzáróság határát súrolja (II. táblázat). Vízföldtani szempontból három egységre bontható:

A pannóniai homok alatti durvatörmelékes (agyagos homok, kavics, homokkő) összletre, amelyet két eltérő réteg épít fel: a miocén összlet felső harmadának alján lencsékben vagy az alaphegység felszínén települő tufás–agyagos réteg, amely gyakorlatilag vízzáró, és a miocén összlet alsó harmadának tetején egy agyagos, magas szervesanyag-tartalmú réteg, amelyen belül, illetve közvetlenül a fölött alakult ki az ércesedés. Utóbbi egy alaphegységi völgyet kitöltő vízzáró dácittufa eróziós árkában lerakódott, rosszul osztályozott törmelékes összlet. Keleti és nyugati irányban a vízzáró dácittufa határolja. Fedője gyakorlatilag vízzáró (k = 10^{-8} m/s), rosszul osztályozott, agyagos törmelék. Feküje részben a vízzáró dácittufa, részben változó összetételű, de rossz vízáteresztő-képességű törmelékes üledék. Északi irányban az emelkedő alaphegységfelszín felé kiékelődik, attól vízzáró dácittufa és rossz vízáteresztő-képességű vagy vízzáró agyagos üledék választja el. Az érces összlet eredeti víztartalma 5%, átlagos porozitása 15–20%, permeabilitása 1–10 mD. Az átlagos effektív szivárgási tényező 10^{-7}–10^{-8} m/s. Gyengén vízvezetőnek és tározónak minősíthető.

A miocén (kárpáti) dácittufa összlet fúrás-hidrogeológiai mérések híján a maganyagvizsgálatok és analógiák alapján vízzárónak minősíthető.

A legalsó miocén törmelékes összlet (az alapkonglomerátummal) gyengén vízvezető.

A miocén rétegek vize Na-Ca-(Ca-Na)-HCO_3-os.

Az alaphegységi képződmények ép állapotban gyakorlatilag vízzárók (k = 10^{-9}–10^{-10} m/s), töredezettségük mértékétől függően vízvezetők és víztározók. Az egykori aprózódási zónában (a felső 10–20 méterben) a *k-tényező* értéke: 2×10^{-6} m/s. Vizük Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} HCO_3-os.

A felszín alatti vízrendszerek

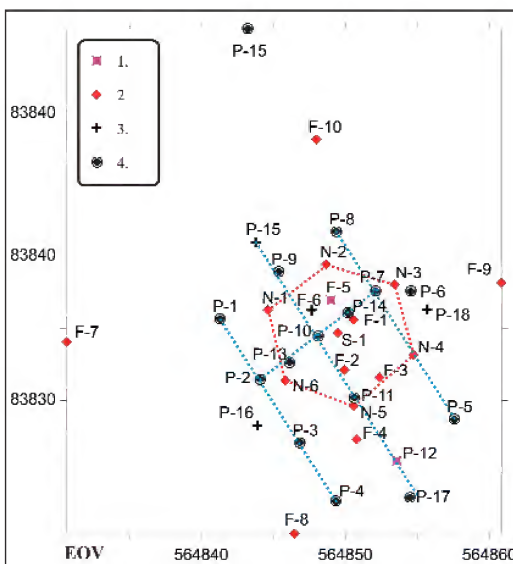
A lösz és a pannóniai képződmények vízföldtani egységet képeznek és talajvizet tárolnak, az utánpótlás közvetlenül a csapadékból származik. A pannóniai képződmények rétegvize nem reagált a miocén rétegvizek nyomásváltozásaira. A miocén képződmények alsó — vízzáró réteg alatti — része közös rendszert alkot az alaphegység repedésvizeivel. Ezt jelezte, hogy a 9017 számú alaphegységi fúrás kanalazása közben az érces szintre szűrőzött fúrásokban is változott a vízszint, majd a perkolációs területen az érces fúrások szivattyúzása közben az alaphegységi megfigyelőfúrásban is vízszintcsökkenés volt észlelhető. A perkolációs területen az érces réteg vizének több alkalommal elvégzett hosszabb idejű (2 hét – 1 hónap) termeltetése a talajvíz szintjében nem okozott észlelhető változást.

Az érces képződményben, amely a fedő irányában a felszíni vízfolyásoktól, illetve a talajvíztől és pannóniai rétegvíztől, a fekü irányában az alaphegységi repedésvizektől, oldalirányban pedig a kiékelődés és többnyire tufával való érintkezés miatt az alaphegységi repedésvizektől és az egyéb rétegvizektől elzárt — gyakorlatilag nincs vízmozgás. (A kompresszorozás során az alaphegység felé — kezdetben vitatott, majd bizonyított — vízáramlás indult meg [FÖLDING & STEFÁN 2001].) Dél felé horizontálisan lehetséges csak a gyenge vízáteresztő-képességnek megfelelő szivárgás, de vízutánpótlás hiányában ez elhanyagolható. Ennek a zárt vízföldtani rendszernek a következménye, hogy a 11–15 millió éves ércesedés máig fennmaradt — annak ellenére, hogy az urán 90%-a oxidált, mobilis állapotú. Továbbá ennek köszönhető, hogy a kísérleti perkoláció területén hagyott kénsavas oldat és annak megnövekedett urántartalma tíz év alatt sem hagyta el a szennyezett térrészt.

A kísérleti perkoláció módszerei és eredményei

FAZEKAS & VINCZE (1984) a Db–3 jelű fúrás ércanyagából két keverékmintát állított elő. Desztillált vizes, majd négyszer 5 órán keresztül ismételt — 0,1 N H_2SO_4; 2 pH — kénsavas kilúgzás során a minták urántartalmának 40, illetve 54%-át sikerült kioldani, ami arra utalt, hogy a finomszemű frakcióból a felszín alatti kioldás eredményes lesz.

A kutatás időszakában felkért orosz szakértők (DUDUKALOV & POPOV 1982) által a sóoldatos kísérletekhez javasolt lineáris elrendezésű P jelű kútháló (8. ábra) 1986-



8. ábra. A dinnyeberki ércesedés központi területének fúrásai

A kék szaggatott vonallal összekötött kutak a kezdeti sóoldatos kísérletek lineáris kúthálójának elemei, pirossal a hatszöges elrendezésű kísérleti perkolációs rendszer jelölt, középen az S-1 jelű szívókúttal. 1 – alaphegységre szűrőzött fúrás; 2 – érces rétegre szűrőzött fúrás; 3 – pannóniai képződményekre szűrőzött fúrás; 4 – sóoldatos kísérlethez mélyült fúrás

***Figure 8.** Boreholes in the central part of Dinnyeberki ore deposit*

The wells connected by blue dashed lines are the elements of the linear well network of the initial brine tests. The red coloured wells along the circle are elements of the hexagonal experimental in situ leaching system, with S-1 production well in the middle. 1 – Well monitoring the pre-Cenozoic basement; 2 – Well monitoring the mineralized beds; 3 – Well monitoring the Pannonian formation; 4 – Well drilled for the brine test

ban készült el, majd 1987-ben valósult meg a kísérleti termelést szolgáló hatszöges elrendezésű rendszer. Utóbbi az N jelű (nyomó-) kutakból és az S jelű szívó- vagy termelőkútból állt (8. ábra).

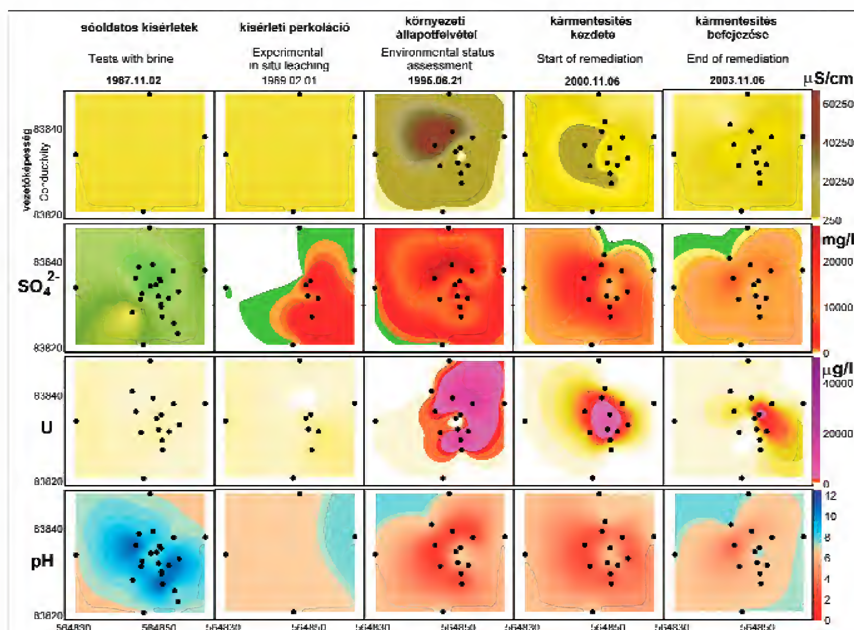
A lineáris kútháló besajtoló fúrásai az érctest alá 8 méterrel mélyültek. Öblítéshez KCl-os, KOH-os és keményítős folyadékot használtunk. A szűrőzést nem réteghatárra, hanem 50 gammás vágási határra korlátoztuk. Az oldat lejutását az alaphegységbe annak vízelárasztásával terveztük megakadályozni.

A kísérleti perkoláció alapkérdése a vízáteresztő-képesség. A szivárgási tényezőt és a permeabilitást többféle módszerrel határoztattuk meg és igen változatos eredményeket kaptunk (II. táblázat).

Az 1988. évi tisztavizes kísérletek során az N jelű nyomókutakon az egyensúly beálltáig 1,5 bar túlnyomást hoztunk létre. Ekkor a nyomókutak együttes nyelési hozama, illetve a középen mélyült S–1 szívókút hozama 2,1 /perc (3 m^3/nap) volt. A rétegvíz áramlási iránya délnyugatinak bizonyult. Az alaphegységi megfigyelőkút (F–5) termelés közbeni vízszintváltozásai arra utaltak, hogy csak a palást mentén alakult ki kapcsolat. A felső-pannóniai képződmények rétegvize nem reagált a miocén rétegvizek nyomásváltozásaira.

A kísérletek szerint a földtani környezet nem kedvezett a perkolációnak. A szakirodalom alapján minimálisan szükséges 50 mD helyett a permeabilitás jellemzően 0,1–1 mD-nak bizonyult, és kedvezőtlen tényezőnek bizonyult a fekü vízzáró réteg hiánya is.

A kísérleti perkoláció technológiáját Unyi (1988) és Fekete (1988) foglalta össze. A savazás 1988. 06. 23-ától 20 g/l töménységű oldattal indult. Négy hónapon keresztül ezzel a töménységgel folyt a besajtolás. Az áteresztőképesség növekedett, a nyelési hozam kétszeresére emelkedett, miközben a kiemelt oldatmennyiség nem változott. A nyeletési nyomást 0,3–0,5 barra kellett emelni, így a nyomókutak együttes nyelési hozama 1,5–1,8 l/percre (2,2–2,6 m^3/nap) változott és ehhez igazodott az S–1 hozama is. A produktív oldat U-koncentrációja 3 hónap múltán kezdett emelkedni, a kezdeti 20–90 µg/literről a kísérlet leállásáig 25 000 µg/literre. A megfigyelőkutak mintázása szerint a savas oldat az alaphegységbe és a fedőhegységbe nem jutott át. Az elterjedés a produktív rétegekben a nyomókutaktól számított 2,5 méternél nagyobb volt, de a 6 métert nem érte el. Az oldat szivattyúzással került három fogadótartályba, majd a szorpciós oszlop 1 m^3 Varion AP ioncserélő gyantáján keresztül (2–3 m^3/óra sebességgel) a 12 m^3-es savkezelő tartályba ömlött. Tömény kénsav hozzáadásával — az előírt koncentráció beállítása után — az oldat a táptartályokba, majd gravitációsan a hat nyomókútba jutott vissza. Hogy az oldat ne szökhessen az érces kontúron kívülre, gyenge depressziót kellett létrehozni. Ennek érdekében készült a hexagonális kútelhelyezés is. Másfélszeres túlnyomással az S–1 szívókútból kitermelt 2,1 l/perc (3 m^3/nap)



9. ábra. A vezetőképesség, a SO_4^{2-}-ion és U-tartalom, valamint pH érték területi megoszlása a dinnyeberki ércesedés központi területén a különböző munkafázisok idején

A fekete pontok az aktuális adatokat szolgáltató fúrásokat jelölik. A koordinátaháló EOV rendszerű

Figure 9. *Distribution of the conductivity, the SO_4^{2-} and U-content and the pH value on the central part of the Dinnyeberki ore deposit during the different work phases*

Black dots indicate the wells providing the actual data. EOV projection system

hozamnál alakult ki egyensúly. A 2,5 méterre lévő F–4-es megfigyelőkútban a pH 10,1-ről 3,6-ra csökkent (9. ábra). (A pH kezdeti magas értéke a korábbi sózásos rétegvizsgálatokból eredt.) Az U-koncentráció huszonnyolcszorosára, a vezetőképesség négyszeresére növekedett. Az érces szintre szűrőzött P–4-es kútban semmiféle változás nem jelentkezett. Az alaphegységre és a fedőképződményekre szűrőzött kutakban érdemleges változás nem következett be. Az S–1 kút kezdetben Ca-Mg-hidrokarbonátos vize fokozatosan Ca-szulfátossá alakult. Az F–4-es kút kezdetben nátrium-karbonátos, az utolsó vízmintában már kalcium-szulfátos volt. A belső megfigyelőkutakban nem történt változás. A korábbi kísérletek alapján feltételezett vízáramlás a fekü felé nem indult meg. Az összes koncentrált kénsavfelhasználás — pontos adatok hiányában — 7 tonnára becsülhető.

A terület felhagyása

Rekultivációs terv (KOCH et al. 1988) határozta meg a perkolációs munkák befejezésének menetét. A technológiai leírás szerint *„a savazási munkák befejezése után a savval átitatott kőzettömeget tiszta vízzel kell átmosni, hogy a rétegekben káros mennyiségű, a környezetet (felszín alatti vizeket) szennyező, illetve az esetleges későbbi savazási (oldási) munkákat károsan befolyásoló savmaradékokat eltávolítsuk*" az alábbi határértékek eléréséig: (III. táblázat).

III. táblázat. A rekultivációs tervben meghatározott határértékek

***Table III.** Parameter limits targeted by the remediation plan*

U	2000 μg/l
pH	5 7
összes só	4000 mg/l
összes lebegő anyag	200 mg/l
összes Fe	20 mg/l

Az 1989. évi gazdaságpolitikai változás és a bányabezárások fenyegető híre a kísérleti perkoláció megszakítására késztette a Mecseki Ércbányászati Vállalatot. A környezetvédelmi utómunkálat (mint pl. a savazott rétegek átöblítése) elmaradt.

Az adalékmentes iszap a fúrástechnológiai előírások szerint (KOCH et al. 1988) zárt rendszerben (vezércső–zagytároló) keringett, a palástcementezés bentonitos gélcementtel történt, gázolaj fúrási célból nem került felhasználásra.

A kísérleti perkoláció környezeti hatásai

A kísérleti perkoláció befejezése után hat évvel, 1995-ben végeztünk először állapotfelmérést (KONRÁD 1995). Első lépésben a perkolációs terület fúrásaiból és a néhány kilométer távolságban fellelhető kutakból került sor vízminta-gyűjtésre.

Az első elemzési eredmények azt mutatták, hogy

— az U-tartalom az érces megfigyelőkutakban nagyságrendekkel magasabb lett 1995-re, mint a perkoláció előtt volt (9. ábra). Ez az érték a nyomókutakban 1 000 és 17 000 μg/l között változott;

— a rendkívül magas SO_4^{2-} (a nyomókutakban 7000–28 000 mg/l, az érces megfigyelő kutakban 1500–12 000 mg/l) és az összes oldott sótartalom, valamint a nyomókutak 1 körüli pH-ja és a szabad sav jelenléte azt mutatta, hogy a kioldási folyamatok a perkolációs tevékenység után is folytatódtak;

— az alaphegységi (F–5) és a pannóniai vizek (F–6, P–15), a távolabbi érces Dbg–23, Dbg–68 és Kacsóta B–2 jelű fúrások, valamint a gémeskút vize nem szennyeződött a magas só- és urántartalmú oldatokkal;

— az 1989. évi adatok alapján megállapítható volt, hogy a szennyeződés frontja déli irányban (az F–4 kút felé, ahol a magas szulfáttartalom jelzi a szennyezést) 2,5–6 m-rel túllépett a perkolációs terület kontúrján.

A vízvizsgálatokat követő, 1995. évi kísérleti kompresszorozás folyamán

— a nyomókutakban megszűnt a szabad savtartalom, jelentősen csökkent az ΣFe, SO_4^{2-}, az oldott sótartalom, növekedett az U-tartalom és a pH értéke;

— az érces megfigyelőkutakban csökkent a pH, kis mértékben emelkedett az U- és a szulfáttartalom;

— valószínűsíthető volt, hogy a nyomókutak környezetének szennyezett víztömege került az F–jelű fúrások hatáskörébe az intenzív termeltetés hatására;

— a nyomókutakban növekedett a pH (2,8–3,2 közötti értékre);

— a megfigyelőkutak U-tartalmában kismértékű emelkedés történt (2–4 mg/l), a nyomókutak magas U-tartalma (7–42 mg/l) a kompresszorozás befejezésekor mért értékeket tükrözte;

— az N–1, N–3, és N–4 jelű kutakban csökkent, a többi nyomókútban állandósult, ill. kis mértékben növekedett a szulfáttartalom.

A központi S–1 kút hosszú idejű termeltetése mellett vizsgáltuk a többi kút vízszintváltozását. Hasonlóan a korábban tapasztaltakhoz, a pannóniai képződményekre szűrőzött kutak vízszintje nem változott. Az alaphegységre szűrőzött F–5 kút vízszintje kis mértékben csökkent, ami a korábban feltételezett (UNYI 1987) hidraulikai kapcsolatot bizonyította. Az F–8, F–9 és F–10 jelű kutak vízszintje — hasonlóan a többi érces rétegre szűrőzött kúthoz — csökkent.

A tisztító kompresszorozás és az annak során vett vízminták vizsgálati eredményei szerint (FÖLDING & STEFÁN 2004)

— a vizsgált területen visszamaradt oldatok rendkívül szennyezetté váltak:

U_{max}=	42 mg/l
$SO_4^{2-}{}_{max}$=	16 255 mg/l
Bm (bepárlási maradék)$_{max}$=	26,3 g/l
pH_{min}=	2,8
fajlagos vezetőképesség$_{max}$=	13 320 μS/cm;

— a pannóniai és alaphegységi vizek nem szennyeződ-

tek a magas sótartalmú oldatokkal — noha az alaphegységi képződmények vizének ionösszetételében kis mértékű változás ment végbe;

— a szennyezett víz a legmagasabb koncentrációban a nyomókutak körül helyezkedett el, amíg a központi rész kevésbé szennyeződött, azaz gyakorlatilag semmilyen irányban nem történt számottevő áramlás; az F–7, –8, –9, –10 kutak környezetébe nem jutott el a magas U- és sótartalmú oldat;

— a szennyeződés horizontálisan a központi S–1 kút körül húzható, 10–12 m sugarú körön belül, vertikálisan pedig az érces réteg szintjében maradt.

A rekultiváció szempontjából a legkedvezőbb folyamat az lett volna, ha az oldat annyira felhígul, szétoszlik és — a karbonáttartalom segítségével — közömbösítődik, hogy összetétele megfelel az előírásoknak. Az állapotfelmérés szerint nem ez, hanem a második legkedvezőbb helyzet állt elő: az oldat helyben maradt, így egyszerűen eltávolítható volt.

A kármentesítés

Az eredeti (kísérleti perkoláció előtti) állapot jellemzéséhez nem álltak rendelkezésre adatok. A legkorábbi vízminőség-vizsgálatokra már a sóoldatos kísérletek után került sor. A különböző vízföldtani képződmények érintetlen vizének minőségi jellemzésére a kutatás során mélyült Db–3, –5, és –7 jelű kutak 1982. évi adatait használtuk fel. A pannóniai képződmények és az alaphegység vizének vizsgálatára — mivel bebizonyosodott, hogy vízminőség-változás pár éves intervallumon belül nem történt — a megfigyelésre kialakított kutak (F–5, F–6) 1987. évi mintázási eredményeit, illetve ha lehetséges volt (a P–15 és 9017 számú fúrások esetében) a sózás előtti állapot eredményeit dolgoztuk fel (Földing & Stefán 2004).

A korábbi beavatkozások felmérése és értékelése (Lendvai 1995, Konrád 1995, Konrád et al. 1999) után a kármentesítés 1999. szeptember 14-én kezdődött meg, és 2002. október 8-án fejeződött be. Ennek során tiszta víz besajtolásával öblítettük át a szennyezett rétegeket.

A kármentesítő rendszer részei

— az S–1 és a hat darab N jelű kút,

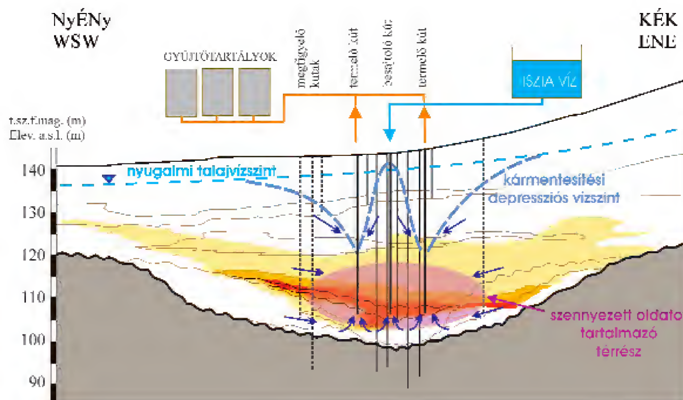
— az öblítővíz ellátását biztosító ásott kút és

— az érces rétegre, az alaphegységre és a fedő összletre kialakított megfigyelőkutak (F–1–10; P–15) voltak.

A kármentesítés elvi szelvényét a 10. ábra szemlélteti.

A kármentesítés első évében (1999-ben) csak szivattyúzás folyt. A rendszer hatásfokának növelése érdekében 2000–2001-ben tiszta vizes besajtolásra álltunk át. A besajtoláshoz használt víz a közeli gémeskútból származott. Az alacsony, napi 2–3 m^3 kapacitást a rendkívül alacsony áteresztőképesség okozta, ami a kármentesítés hatásfokát is jelentősen rontotta. Ezért 2002-ben kalcium-karbonáttal telített „mészvíz” besajtolásával kísérleteztünk. A felhasznált mészvíz Ca-koncentrációja 1,31 g/l, pH-ja 12,65 volt. Ennek eredményeképpen növekedett a műszaki beavatkozás hatékonysága, és az utólagos környezeti kockázat is csökkent.

A Dél-Dunántúli Környezetvédelmi Felügyelőség határozatában az alábbi határértékek elérését írta elő: (IV. táblázat)



10. ábra. A dinnyeberki kísérleti földalatti perkolációs terület kármentesítésének elvi vázlata (Földing & Stefán 2004)

Figure 10. *Draft chart of the remediation of the Dinnyeberki experimental in situ leaching site (Földing & Stefán 2004)*

IV. táblázat. A rekultivációhoz előírt határértékek

Table IV. *Limit values specified for remediation*

U_{term}	400 μg/l
Fajlagos vezetőképesség	2000 μS/cm
pH	5-7

A kármentesítés folyamán az N jelű kutak U_{term} tartalma exponenciálisan csökkent. A 2001. év végére 1 mg/l alá esett, 2002 végére az előírt 400 μg/l-nél már alacsonyabb értékeket mértünk (kivéve az N–1 jelű kutat, ahol az 750 μg/l maradt). A tisztítás során a gyűrű körül elhelyezkedő F–7 – F–10 jelű kutakban a koncentráció mindvégig 100 μg/l U_{term} alatt maradt, tehát a szennyeződés horizontálisan nem terjedt szét. A pannóniai képződményekre szűrőzött F–5 és P–15 kutakban, valamint az alaphegységre szűrőzött F–6 kútban és a negyedidőszaki képződményekben mélyült gémeskútban a kármentesítés során nem emelkedett a koncentráció, azaz az U_{term} értékek alapján a szennyeződés vertikális irányban sem terjedt tovább. A U_{term}<400 μg/l kármentesítési szennyezettségi határértéket az F–1 (2370 μg/l), az F–2 (1400 μg/l) és az F–3 (1700 μg/l) kút esetében nem értük el.

A kármentesítés első szakaszában a fajlagos vezetőképesség a szennyezett érces rétegben (az N jelű kutakban) 5000–10 000 μS/cm között volt, a 2000. év végére 4000 μS/cm alá csökkent, majd 2002-re elérte a 2000 μS/cm határértéket.

A nem érces — pannóniai rétegekre és az alaphegységre — szűrőzött kutakban a kármentesítés hatására nem változott számottevően a fajlagos vezetőképesség. Értéke 0,5–1 μS/cm között ingadozott.

A pH értéke az N jelű kutakban a 2000. év végén kezdett emelkedni, a kezdeti 3,5–4-ről 7-re. A 2002-ben végzett mésztejes besajtolás hatását így egyértelműen nem lehetett kimutatni, hiszen egyes kutakban az erőteljes növekedési tendencia jóval korábban megindult.

A közeg rendkívül alacsony áteresztőképességére, így a szennyeződés helyben maradására utalnak a pH értékek is. A kármentesítés elején ugyanis a korábbi nyomókutakban rendkívül alacsony pH értéket mértek, ugyanekkor a hatfúrásos gyűrűn belüli érces megfigyelőkutakban magasabb, 4–5-ös pH értékeket találtak. Tehát a szennyezés óta eltelt több mint 10 év alatt sem egyenlítődött ki a pH ezen a néhány méter átmérőjű területen belül sem. A kármentesítés az előírt 5–7 határértéket egyetlen esetben nem teljesítette: az N–1 jelű kútban a pH 3–4 volt a munka befejeztével.

Vízföldtani modellezés

2011-ben numerikus vízföldtani modell felállításával és alkalmazásával a visszamaradt szennyeződés esetleges terjedésének vizsgálatát is elvégeztük, kiemelt figyelemmel a Dinnyeberki község ivóvízellátását biztosító vízmű utánpótlódási területére. (Az ércesedéshez a Dinnyeberki községi vízműkút található a legközelebb, légvonalban mintegy 1300 m-re. Déli irányban még távolabb, Kacsótán találhatók ivóvízkutak.)

A modellezéshez a Processing Modflow Pro 7.0.34 programot használtuk. A modellezett területet a 11. ábra mutatja. (A modell sarokponti koordinátái: EOV Y: 562 650–566 000; X: 82 350–85 550 [3350×3200 m]). A hidrodinamikai modell rácshálójának cellakiosztása 335×320 db, az alap rácshálózat 10×10 méteres.



11. ábra. A dinnyeberki ércesedés és környezete vízföldtani modelljének rácshálózata a felszíni vízfolyás, a figyelőkutak és a dinnyeberki vízkút feltüntetésével

Figure 11. *Hydrogeological model grid of the Dinnyeberki ore deposit and its surroundings, indicating the surface water stream, the monitoring wells and the Dinnyeberki water well*

Az érclencse közvetlen környezetének a földtani felépítése a részletes fúrásos feltárás alapján jól ismert, a tágabb környezet a KMRK (komplex mélységi radiometriai kutatás) és egyéb kutatófúrások alapján szerkeszthető meg, a modell peremei felé egyre kevesebb információval. A földtani feldolgozás alapján elkészített vízföldtani modell 7 rétegű (V. táblázat és 12. ábra).

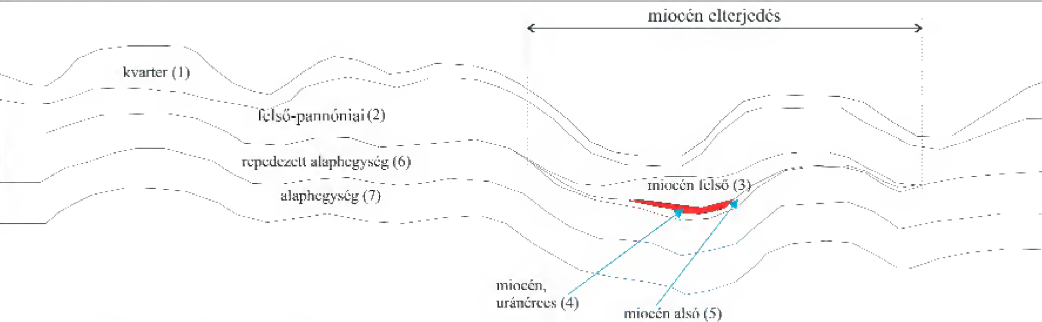
A horizontális és vertikális szivárgási tényezőre a területen végzett nagyszámú hidrodinamikai vizsgálat eredményeit, a porozitásértékekre ezen túlmenően szakirodalmi adatokat (CSICSÁK 1999) vettünk figyelembe.

A szivárgáshidraulikai modellben használt szivárgási tényező (k) és effektív porozitás értékeket a VI. táblázat tartalmazza.

V. táblázat. A vízföldtani modell rétegei

Table V. *Layers of the hydrogeological model*

Modell-réteg	Képződmény	Réteg rövid jellemzése
1.	negyedidőszak	lösz, agyag
2.	felső-pannóniai (Somlói F.)	homok, agyagos homok
3.	miocén törmelékes (Szászvári F.)	kavicsos homok, agyagos homok, kavicsos agyag
4.	uránérces, miocén törmelékes (Szászvári F.)	magas szervesanyag-tartalmú kavicsos homok, kavicsos agyag
5.	miocén törmelékes (Szászvári F. és Tari Dácittufa)	kavicsos homok, agyagos homok, kavicsos agyag, dácittufa
6.	repedezett alaphegység (Korpádi, Cserdi F., Gyűrűfűi F. és Mórágyi K.)	repedezett homokkő, riolit, gránit
7.	alaphegység (Korpádi, Cserdi F., Gyűrűfűi F. és Mórágyi K.)	homokkő, riolit, gránit



12. ábra. A vízföldtani számítások során a Modflow programban alkalmazott földtani modell felépítése (Ny-K-i szelvény az ércesedésen keresztül)

Figure 12. *Structure of the geological model used in the Modflow software during the hydrogeological calculations (W-E section across the ore deposit)*

VI. táblázat. A szivárgáshidraulikai modellben használt értékek

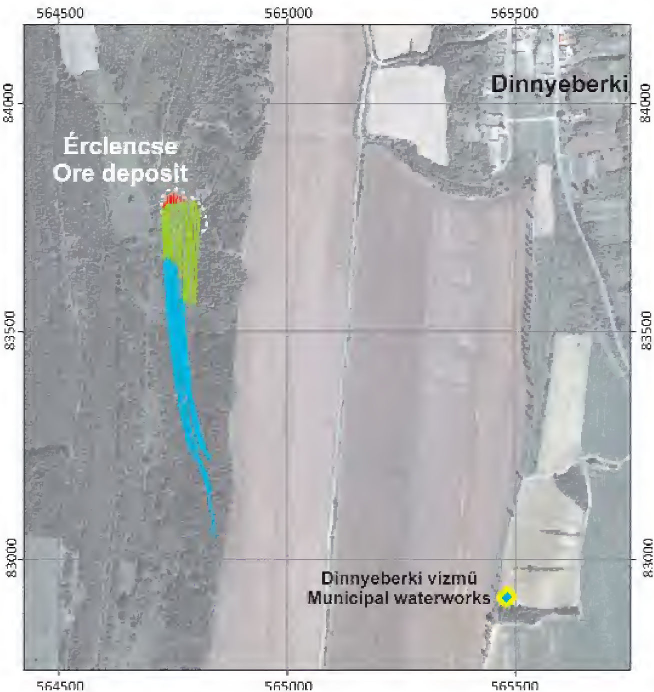
Table VI. *Values used in the filtration hydraulic model*

Modellréteg	Képződmény	Szivárgási tényező horizontális	Szivárgási tényező vertikális	Effektív porozitás n_0
		k_f (m/s)		
1.	kvarter	1×10^{-4}	1×10^{-5}	0,1
2.	felső-pannóniai	5×10^{-5}	5×10^{-6}	0,1
3.	miocén (felső)	1×10^{-6}	5×10^{-7}	0,5
4.	miocén szerves (U-tartalmú)	5×10^{-7}	1×10^{-7}	0,5
5.	miocén (alsó)	5×10^{-7}	1×10^{-6}	0,5
6.	alaphegység (repedezett)	5×10^{-7}	1×10^{-7}	0,5
7.	alaphegység (Cserdi, Mórágyi)	1×10^{-8}	1×10^{-8}	0,1

Meghatároztuk az ércesedés területéről induló vízrészecskék terjedési sebességét és útvonalát (áramképét) több időintervallumra és valamenynyi rétegre. Ezek közül az érclencséből induló részecskék 100 éves áramképét mutatjuk be a 13. ábrán.

Következtetések

A dinnyeberki kutatás során Magyarországon eddig ismeretlen típusú uránérc-felhalmozódás vált ismertté. A dúsulásra az egyik lehetséges magyarázat a permi formációk uránércének az áthalmozódása.



13. ábra. Az érctestből indított vízrészecskék 100 éves áramképe a terület 10 000-es topográfiai térképén (EOV hálózat)

Piros szín jelöli a szervesanyag-tartalmú rétegben, zöld a közvetlen fedő miocén képződményben, kék a pannóniai rétegekben haladó részecskéket

Figure 13. *100-years flow pattern of water particles starting from the deposit on the topographic map of the area (Scale 1:10,000, EOV grid).*

Red colour indicates the particles moving in the organic matter containing bed, the green ones move in the immediate overlying Miocene formation, the blue ones in the Pannonian beds

Az ércesedés alatti alaphegységben előfordul, és a környéken a felszínen is megjelenik a Korpádi Homokkő, amelyből ércindikációk ismertek (VINCZE et al. 2011). Hasonlóképpen feltárt a Cserdi Formáció, amely ezen a területen uránérc szempontjából ugyan meddő, de a Somberek Smb–1 jelű fúrásban ismert belőle indikáció. A Kővágószőlősi Homokkő a közeli Goricai-blokkban kiemelt és lepusztuló helyzetben volt a miocén során, így elképzelhető, hogy az abból ismert érc urántartalma halmozódott át. Elképzelhető megoldás, hogy a környező alaphegységi (perm homokkövek, riolit, gránit) vagy idősebb miocén képződményekből (pl. dácittufa) oldódott ki az urán. (Ebből a szempontból figyelemre méltó, hogy az érclencse északi peremén mélyült 9017 számú fúrás granitoid kőzeteiből VINCZE et al. [2011] mikroteléres–mikroeres uránércet írtak le.) Ebben az esetben az üledékképződéssel egy időben, vagy azt röviddel követően érkező urántartalmú oldatok bejutottak a még laza üledékbe és — elsősorban a szervesanyag-tartalom redukáló hatásának köszönhetően — megkötődött a csak oxidált formában mobilis urán.

Abból a megfigyelésből, hogy az urán kiugró koncentrációban mindig a szervesanyag-tartalmú kőzetekhez kötődik, de nem minden szervesanyag-tartalmú kőzet érces, arra következtethetünk, hogy a szingenetikus ércképződés már korábban megtörtént, és a szervesanyag-tartalmú üledék csak „konzerválta" az áthalmozott szürke, ércásványos aleurolitban az uránt. Az izotópvizsgálatok (FAZEKAS & VINCZE 1984) is ezt támasztják alá.

Az érc kialakulásához szükség volt a telep urántartalmának átrendeződésére, koncentrálódására is a késő-miocénben — akár fizikai, akár kémiai úton. Ezután a telep hidrogeológiai szempontból zárt rendszerré vált, az urántartalmú oldatok elszökni nem tudtak, az urán a telepen belül migrált, és a szervesanyag-tartalmú, vagy egyéb okból reduktív mikrokörnyezetben tovább dúsult. Az ércesedés kora ólomizotóp-mérés alapján 20, a további áthalmozódás kora 11–15 millió évnek adódott (FAZEKAS & VINCZE 1984). (Az idősebb kort fenntartással kell kezelni, minthogy az érces összletben található savanyú vulkáni tufa egyértelműen Tari Dácittufa, tehát a kárpáti korszak végén képződött, mintegy 16 millió éve. Erre figyelmeztet FAZEKAS & VINCZE (1984) is. Ma már az izotópok spektrometriai módszerrel történt meghatározása sem tekinthető mérvadónak.) Így az ércesedés idősebb lenne a befogadó kőzetnél. Ugyan nem zárható ki, hogy a tufaszint alatti törmelékes miocén üledékek jóval idősebbek, vagyis akár 20 millió évesek is lehetnek, de a kavicsanyag változatlansága, az egész összlet egységes litológiai arculata ennek ellentmondani látszik. Lehetséges magyarázat még, hogy egy közeli, idősebb miocén uránércesedés anyaga halmozódott át törmelékként a kárpáti korú képződményekbe, majd ott tovább koncentrálódott. Az eredeti állapotú ércben általában fennállt a radioaktív egyensúly, csak a kavicsokban mutatkozott Ra-többlet. Ez szintén arra utalhat, hogy a kavicsok urántartalma „hozott anyag", tehát már ércesedetten halmozódtak át az idősebb miocénből, majd a jelenlegi helyükön — a később lezajlott átrendeződés során — uránt veszítettek, míg a kevésbé mobilizálható rádium bennük maradt.

A dúsulás általában a kavicsok bekérgezéseként, vagy a kavicsok belsejébe hatoló finom repedések mentén figyelhető meg. A meddő kőzetben található azonos anyagú kavicsok meddők, az eredeti állapotukban pedig uránban szegény bazaltkavicsok az érces rétegekben uránban a leggazdagabbnak mutatkoznak. Mindezek azt bizonyítják, hogy a kavicsok ércesedése utólagos.

Hasonló típusú ércesedésre olyan alaphegységi környezetben lehet számítani, amelynek kőzetei áthalmozásra vagy kilúgzásra alkalmas uránt tartalmaznak. Nem kizárólagos feltétel az urán dúsult mennyisége, ha a kioldás és a megfelelő vízáramlás elegendő ideig fennáll. Alapfeltétel azonban a megfelelő — reduktív, leginkább mocsári — fáciesű és hidrogeológiai helyzetű fedőhegységi üledékek kifejlődése. Ilyenek előfordulására lehet számítani a Mecsek környezetében, ezért is indult meg MAJOROS György tervei szerint a nyolcvanas években a kis mélységű radiometriai kutatás (KMRK), melynek során még egy perspektivikus területet találtunk Bátaszék környékén (BARABÁS et al. 1987, BARABÁS 1992). Ott felső-pannóniai (s.l.) képződményekhez kapcsolódik egy klasszikus „roll típusú" dúsulás. Kutatását a MÉV kezdte meg a nyolcvanas évek végén, majd a kétezres években a WildHorse Energy Hungary mélyített néhány újabb fúrást (BARABÁS et al. 2008).

2008-ban, a dinnyeberki uránérc legújabb kutatási fázisában a WildHorse Energy lemélyíttette a Db–46 jelű fúrást, amelynek anyagvizsgálati eredményei környezetföldtani szempontból is tanulságosak. A kísérleti perkoláció — a kedvezőtlen hidrogeológiai viszonyokból fakadóan mérsékelt sikeressége ellenére is — átrendezte az ércesedést. Az érctest legalább tíz éven át savas közegben (pH = 1–4) állt, ami részben a kármentesítés után is fennmaradt — hiszen egyes megfigyelő kutakban a pH értéke 5–6 volt. A jelek szerint ez elég hosszú idő és elég agresszív környezet volt ahhoz, hogy még a gyenge áteresztőképességű kőzetben is végbemenjen bizonyos migráció. A Db–46 jelű fúrás az egykori kísérleti perkoláció hatásterületén belül, a Db–3 fúrás mellett mélyült. Utóbbi karotázsgörbéje alapján az ércesedés eredetileg egybefüggő volt, de később az urán távozott a középső szakaszáról, részint a perkoláció, részint a későbbi, savas rétegvíz okozta mobilizáció és migráció következtében (7. ábra). A migráció lefelé irányult, míg végül a magas szervesanyag-tartalmú réteg a 107,5 m-es tengerszint feletti magasság környékén ismét megkötötte az uránt — extrém magas koncentrációt eredményezve. Ez a magyarázata a középső szint jelenlegi uránhiányának (rádiumtöbbletének), és az alsó szint urántöbbletének.

Környezetföldtani szempontból is tanulságos, hogy az ércesedés területén korábban folytatott radiometriai-radiogeokémiai kutatások nem találtak anomáliát. Sem a környék forrásainak, sem az érctest feletti (!) gémeskútnak a vize nem utalt urándúsulás közelségére, noha a kiemelkedő koncentrációjú érc a felszín alatt mindössze 39 méterrel helyezkedik el. A gémeskútba telepített radonérzékelő sem

jelzett anomáliát. Ezek a megfigyelések a radioaktív hulladékok elhelyezési programjában természetes analógiaként hasznosíthatók a földtani gát kiválasztásához és megbízhatóságának értékeléséhez.

A numerikus vízföldtani modellezés alapján megállapítható volt, hogy az 50 éves elérési időkhöz tartozó áramvonalak nem érik el sem a felszínt, sem a fedő kvarter rétegeket. A vízbázis ebből következően, valamint a fedőréteg jelentős vastagsága miatt, nem sérülékeny. Esetleges veszélyeztetettségét az érclencse irányából is vizsgáltuk, a szennyezett kőzettest határáról indított vízrészecskék pályájának modellezésével. Az áramlási irányok déliesek, elkerülve a dinnyeberki ivóvízkút utánpótlódási területét. Déli irányban 7 km-re található a legelső vízkivétel, és figyelembe véve, hogy 300 éves elérési időhöz 1,5 km-es úthosszt tartozik, valamint a számítások konzervatív megközelítéssel készültek, kijelenthető, hogy a szennyeződés ezeket sem veszélyezteti.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Mecsekérc Zrt., a Mecsek-Öko Zrt. és a WildHorse Energy Hungary vezetőinek az adatok biztosításáért, munkánk támogatásáért. A cikk elkészítését és megjelenését a Dél-dunántúli régió egyetemi versenyképességének fejlesztése (TÁMOP–4.2.1.B–10/2/KONV-2010-0002) pályázat támogatta. Köszönjük lektoraink, SZEBÉNYI Géza és VINCZE János észrevételeit, pontosításait, és fontos kiegészítéseit.

Irodalom — References

BARABÁS A. 1992: Results of the prospection for ISL uranium ore deposits in the Southeastern foreland of the Mórágy Hills (SW Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **35/1,** 59–82.

BARABÁS A. 2009: Dinnyeberki uranium ore deposit — new exploration results and current status. — *Modern Geográfia*, http://www.moderngeografia.hu/tanulmanyok/foldtan/barabas_andras_2009_2.pdf.

BARABÁS A., KOCH L., VÁGÓ Z. & VÁRHEGYI A. 1987: Jelentés a hidrogenetikus uránlelőhelyek kutatásának eredményeiről. Mecsek és környéke. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 51 p.

BARABÁS A., CSICSÁK J., HÁMOS G. & MÁTHÉ Z. 1996: A nyugat-mecseki neogén részletes vizsgálata. OTKA pályázat zárójelentése. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 26 p.

BARABÁS A., BALOGH Z. & MÁZIK J. 2008: Uránérctelepek kutatása a Mórágyi-hegység délkeleti előterében. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **141/6,** 2–9.

BUDA Gy. 1984: Jelentés a Ny-mecseki granitoidok ásvány-kőzettani vizsgálatáról. ELTE Ásványtani Tanszék jelentése a MÉV részére. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 33–260.

CHIKÁN G. 1991: A Nyugati-Mecsek kainozoós képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve,* Budapest, 281 p.

CHIKÁN G. & WÉBER B. 1984: A dinnyeberki térképező 2. sz. (BüT. 11.) fúrás földtani eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. évről*, 227–230.

CSICSÁK J. 1999: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja, Kutatási zárójelentés 5. kötet. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 60 p.

DAHLKAMP, F. J. 1993: *Uranium Ore Deposits.* — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 460 p.

DUDUKALOV, P. & POPOV, N. 1982: A mecseki lelőhely perkolációval történő művelési lehetőségeinek értékelése. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 19 p.

FAZEKAS V. 1978: A magyarországi felső-paleozoós vulkanitok ásvány-kőzettani- kémiai, valamint sugárzóanyag-tartalom vizsgálata. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár Kővágószőlős, 111 p.

FAZEKAS V. & VINCZE J. 1984: Kutatási zárójelentés. A dinnyeberki miocén uránércesedés ásványtani-, kőzettani-, és geokémiai vizsgálatának eredményei. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 35 p.

FEKETE L. 1988: Tájékoztató a MÉV bányabeli és a Dinnyeberki területen végzett földalatti perkolációval kapcsolatos vizsgálatokról. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 4 p.

FÖLDING G. & STEFÁN J. 2004: Dinnyeberki, volt in-situ perkolációs terület. Műszaki beavatkozási zárójelentés. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 27 p.

GYALOG L. & BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2002, 195–232.

HARSÁNYI L.-né 1988: Dinnyeberki érctest és perkolációs poligon érc- és fémvagyon számítása. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 18 p.

HEGYI J. 1982: Dinnyeberki 9-25 és 9017. számú fúrások laboratóriumi anyagvizsgálatának eredménye. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 61 p.

KOCH L., UNYI P. & BÁNDOLI P. 1988: Technológiai utasítás a kísérleti fúrólyukas földalatti perkoláció üzemeltetéséhez. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős.

KONRÁD Gy. 1982a: A gyűrűfűi terület (37. sz. téma) 1982. évi földtani kutatási terve. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 35 p.

KONRÁD Gy. 1982b: Javaslat a dinnyeberki kutatások folytatásának irányához. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 7 p.

KONRÁD Gy. 1995: A dinnyeberki uránércesedés kísérleti földalatti perkolációjának környezeti hatásai. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 23 p.

KONRÁD Gy. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 135–162.

KONRÁD Gy., FÖLDING G. & SZANKA T. 1999: A dinnyeberki felszínalatti perkolációs terület kármentesítésének engedélyeztetési és kiviteli terve. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 37 p.

KÓSA L. 1982: A 9017. sz. mélyfúrás dokumentációs alapadatai és értékelésük. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 250 p.

LENDVAI L. 1995: A dinnyeberki uránércesedés kísérleti földalatti perkolációjával összefüggő környezeti hatások felmérése és a perkolációs térségben végzett rekultivációt megelőző munkálatok. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős.

Magyar Szénhidrogénipari Kut. Fejl. Intézet Geol. Főoszt. 1982: Jelentés a 26924/1/82 sz. megrendelő alapján végzett kőzetfizikai vizsgálatokról. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős.

TÓTH A. 1987: Vízáteresztési tényező meghatározása. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 4 p.

TÓTH L. 1984: Dinnyeberki körzetében létesített kísérleti fúrólyukas földalatti perkolációs technológia műszaki terve. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős.

UNYI P. 1987: A gyűrűfűi érclencse perkolációs kitermelésének kútkiképzési és geotechnológiai műszaki terve. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt Adattár, Kővágószőlős,

UNYI P. 1988: A gyűrűfűi perkolációs kísérletek értékelése. — *Kézirat*, Rotaqua Kft., Kővágószőlős.

UNYI P. 1989: Földalatti fúrólyukas perkoláció szerepe a bányászatban és a dinnyeberki kísérleti földalatti kilúgzó üzem működésének eddigi tapasztalatai. — *Kézirat*, Rotaqua Kft., Kővágószőlős.

VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — *Doktori (PhD) értekezés tézisei,* ELTE, TTK, Földtudományi Doktori Iskola, Bp., 10 p.

VINCZE J., G. SÓLYMOS K., DITRÓI-PUSKÁS Z. & KÓSA L. 2011: Mikroteléres, -eres uránérc a nyugat-mecseki gránitban. — *Földtani Közlöny* **141/4,** 325–339.

WÉBER B. 1982: A „BüT-indikáció" felderítő kutatásának 1982. évi földtani operatív terve. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 4 p.

Kézirat beérkezett: 2012. 06. 05.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
Rövid közlemény
142/4, 375–378., Budapest, 2012

Nodular calcrete from the Lower Permian Korpád Sandstone Formation (borehole Dinnyeberki 9015, Mecsek Mts, Hungary) and its palaeoenvironmental significance

VARGA Andrea[1,2], RAUCSIK Béla[1,2], BAJNÓCZI Bernadett[3]

[1]University of Pécs, Department of Geology, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: andrea.varga.geol@gmail.com
[2]University of Szeged, Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.
[3]Institute for Geological and Geochemical Research, Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, Hungarian Academy of Sciences, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

Abstract

The Korpád Sandstone in the 9015 drill core situated in the Mecsek Mts consists of red mudstones and interbedded calcrete crusts with sandstones and conglomerates. Calcrete microfabrics reveal micritic mottles, rhizocretions, smaller root casts and *Microcodium*-like aggregates. These features, together with the mineralogy, suggest a relatively dry climate with a low amount of rainfall (100–500 mm/year) during pedogenesis. Calcite cements are interpreted to have precipitated first in an oxidizing meteoric environment; then, after initial burial, under reducing conditions.

Keywords: beta calcrete, rhizoliths, Microcodium, early diagenesis, Permian, Mecsek Mts

Introduction

In southern Transdanubia, SW Hungary, Permian sequences are represented mostly by continental siliciclastic and volcaniclastic rocks. They were deposited in continental strike-slip and rift-related basins, belonging to the internal part of the Variscan orogenic domain (SZEDERKÉNYI 2001; VOZÁROVÁ et al. 2009). The syn-eruptive Cisuralian volcaniclastic deposits have a complex stratigraphic architecture and can be subdivided into three lithostratigraphic units: the upper part of the Korpád Sandstone, the Gyűrűfű Rhyolite, and the lower part of the Cserdi Conglomerate (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; VARGA 2009). Among these units, the fine-grained siliciclastic deposits of the Korpád Sandstone are distinctive with respect to the presence of palaeosols (VARGA 2009).

The alluvial Korpád Sandstone occurs in the subsurface of southern Transdanubia and ranges up to 700 m in thickness, consisting of polymictic conglomerate, breccia, sandstone and mudrocks. This formation contains a sparse Early Permian macroflora (e.g. *Pecopteris, Voltzites*) and a lowermost Permian microflora composed of the *Potonieisporites* and *Vittatina* assemblage (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Despite a long history of research (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998 and references therein; SZEDERKÉNYI 2001), no palaeosols were ever recognized in this unit; however, a large amount of individual dolomite concretions and concretion aggregates together with animal burrows were described by JÁMBOR (1964) from the red siltstone samples (drill core Dinnyeberki 9015; *Figure 1, A* and *B*). Related to a current research project VARGA (2009) reported that these carbonate concretions are, at least partially, of rhizogenic origin, representing nodular horizons of calcrete profiles.

The general characteristics and palaeoclimatic significance of the Korpád calcrete

The studied calcrete sample is characterized by the presence of root traces and associated biogenic structures (*Figures 1* and *2*), showing beta microfabrics (*sensu* WRIGHT 1990). Its microscopic features reveal micritic mottles, rhizocretions, smaller root casts and *Microcodium*-like aggregates (KLAPPA 1980, KABANOV et al. 2008). The rhizocretions are complex tubular structures up to 6–9 mm in diameter, with a wall structure of irregular micritic laminae; these form roughly concentric layers around the central hollow filled by drusy calcite spar cement (*Figures 1, D* and *2*). In the pedogenic micritic laminae of rhizocretions, carbonate is replaced by tiny authigenic (non-luminescent) quartz, and this is present with euhedral crystal terminations. Root cast cements are predominantly equant calcite spar with a typical drusy fabric. Crystal sizes may reach 400–500 µm towards the centre of the pores. A distinct pattern of cathodoluminescence zoning, representing different cement

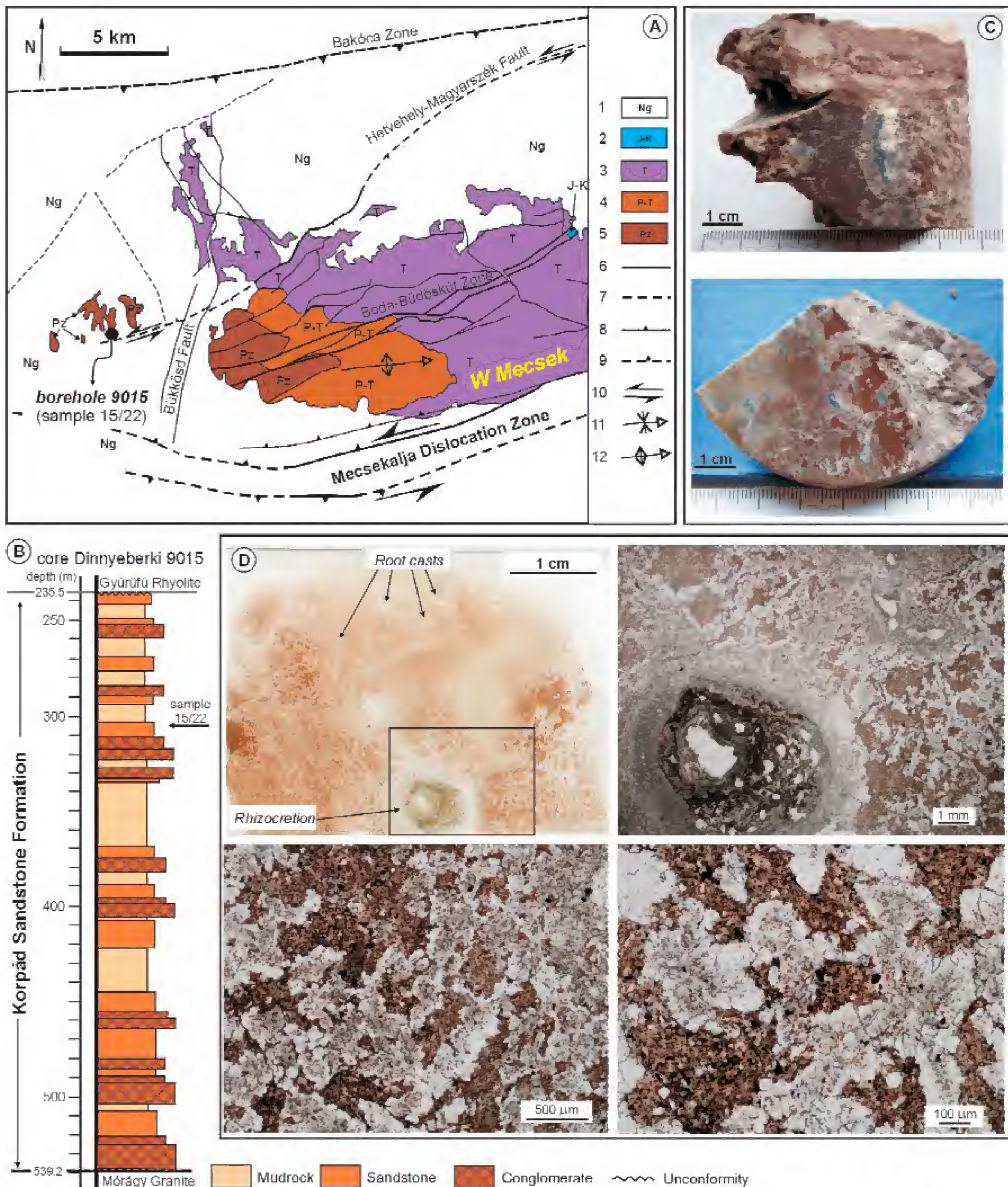


Figure 1. *A) Structural framework and generalized geological map of the Mecsek Mts (KONRÁD & SEBE 2010) and sample locality (sample code: 15/22; sample depth: 305.1 m). 1 = Neogene; 2 = Jurassic and Cretaceous; 3 = Triassic; 4 = Upper Permian - Lower Triassic; 5 = Palaeozoic in general; 6 = observed fault; 7 = compiled fault; 8 = observed reverse fault; 9 = compiled reverse fault; 10 = strike-slip fault; 11 = syncline; 12 = anticline; B) Generalized lithological column of the Korpád Sandstone Formation in core 9015 (VARGA 2009); C); Red mudrock with pedogenic calcite nodules. Carbonate precipitation took place only in discontinuous areas in close association with roots; D) Photomicrographs of the Permian calcrete sample 15/22/1. The biological components of the soil became calcified forming rhizoliths (rhizocretions, root casts), calcified filaments, and nodules (upper photos). Rhizoliths occur in close vicinity to Microcodium-like calcite aggregates with relics of dark finely dispersed inclusions (lower photos)*

generations, can also be observed (*Figure 2*). The initial generation of the root cast cements is non-luminescent or has a very dull luminescence; the second generation is brightly luminescent and contains thin, dull or non-luminescent bands; the third generation has a homogeneous bright orange CL. This cement occurs as the last void-fill in large pores; additionally, it can also be seen around the large rhizoliths (*Figure 2, C* and *D*).

should be noted that the Cisuralian calcrete occurs about 70 m below the boundary of the Korpád Sandstone and Gyűrűfű Rhyolite (*Figure 1, B*). In the western part of the Mecsek Mountains, the ~200 m thick overlying complex is interpreted by VARGA (2009) as a strongly to moderately welded (high-grade) ignimbrite, so the recrystallization of *Microcodium* might have been caused by the heating effect (?) of the subsequent volcanic activity.

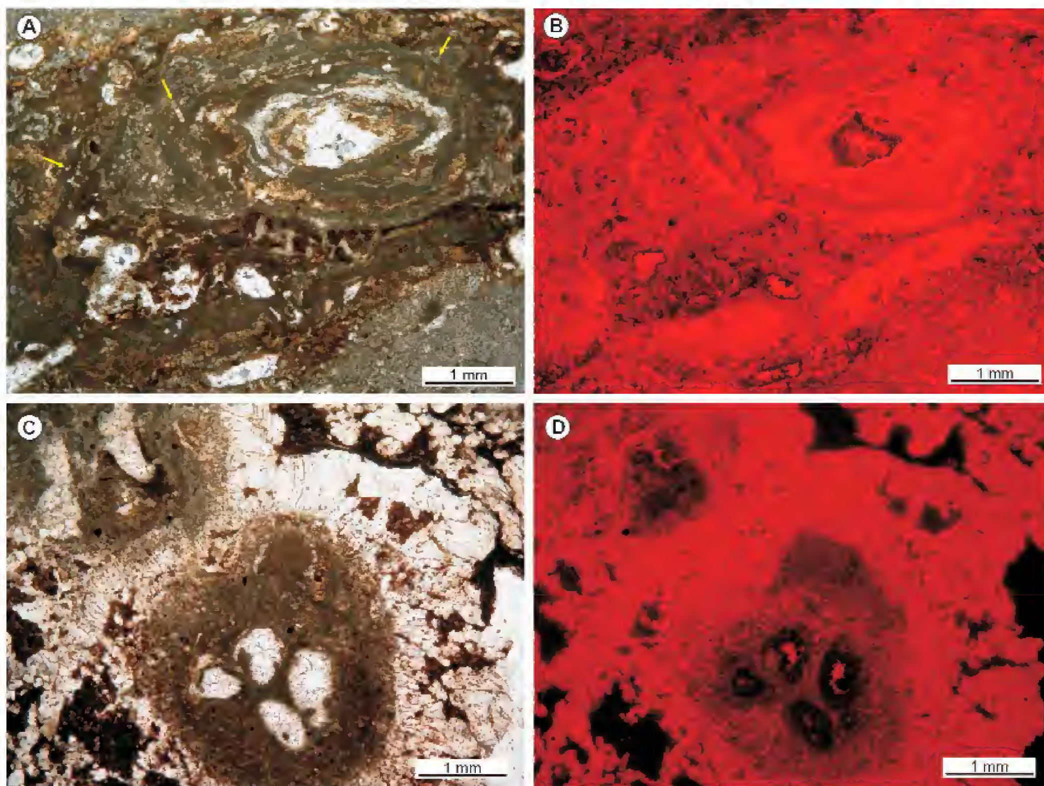


Figure 2. *Optical (left) and cathodoluminescence (CL; right) photomicrographs of the Permian calcrete sample 15/22/2. A-B) Rhizocretion with complex tubular structure (XPL and CL). In the central hollow filled with drusy calcite spar cement, a distinct pattern of luminescence zoning representing different calcite cement generations is observed. Authigenic quartz crystals are marked by arrows; C-D) Rhizolith with calcite spar cement filled voids (PPL and CL). Note the inclusion-rich calcite cement with homogeneous bright orange CL around the rhizolith*

The surroundings of the rhizocretions are enriched in the relic structure of *in situ Microcodium* aggregates (*Figure 1, D*). Unfortunately, *Microcodium* appears as partly to totally recrystallized calcite grains, so primary morphology could not be determined; however, relics of dark, finely-dispersed inclusions are obvious. The shape of the aggregates is variable, ranging from spherical clusters to larger cylinders ('corn-cob'-like) around 150–200 μm in diameter, showing very similar characteristics to the typical kind of *Microcodium* ('*Microcodium* a'; KABANOV et al. 2008). Occasionally, some aggregates are replaced by limpid calcite spar with coarse anhedral crystals showing sutured contacts. It

X-ray diffraction (XRD) studies of the calcrete indicate that the mineral assemblage of the parent material (mudstone which is rich in strongly altered glass-shards) is dominated by calcite and, subordinately, quartz. Albite, haematite, illite±muscovite, dolomite, smectite and chlorite are minor to trace components. Its clay fraction (<2 μm) consists of illite±muscovite (~80%), chlorite (~10%) and mixed-layer illite/smectite (5–10%). In calcrete nodules, calcite is the dominant mineral; quartz, albite and illite±muscovite are present in small proportions.

Carbonate palaeosols which form only when evaporation exceeds precipitation are generally considered as

reliable palaeoenvironmental and palaeoclimatic indicators. Microbial decomposition releases CO_2 that controls the dissolution and precipitation of pedogenic carbonate (ALONSO-ZARZA 2003). Drusy calcite spar commonly develops in a phreatic meteoric environment, representing the very early diagenetic events. Meteoric cements are typically non-luminescent with minor bright CL zones, reflecting the generally oxidizing nature of shallow meteoric waters. After initial burial, reducing conditions develop and these result in luminescent calcites (ELIASSEN & TALBOT 2005). The observed features in the rhizolith cements are consistent with this model.

Chemical weathering of primary silicates in the parent material such as albite results in the formation of clay minerals like smectite (APPELO & POSTMA 2009). Regarding hydrological conditions, smectite is predominantly formed in relatively dry climates with low amount of rainfall, where the rate of flushing of the soil is low, so that the solute concentrations become higher. Its formation is further enhanced when rapidly dissolving material such as volcanic rock is available (ALONSO-ZARZA 2003, APPELO & POSTMA 2009). When calcretes are associated with soils containing oxidized iron, smectite and illite — corresponding to the composition of the studied Permian calcrete — they probably indicate semiarid climates with rainfall averages of 100–500 mm/year (RETALLACK 1990, ALONSO-ZARZA 2003).

Acknowledgements

This research was supported by the Hungarian Scientific Research Found (OTKA) to AV (No. PD 83511), and it was additionally supported by the 'Developing Competitiveness of Universities in the South Transdanubian Region (SROP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0002)' project (BR) as well as the János Bolyai Research Scholarship of the Hungarian Academy of Sciences (AV). Thanks are also extended to Andrea MINDSZENTY for providing a thoughtful review.

References

ALONSO-ZARZA, A. M. 2003: Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. — *Earth-Science Reviews* **60,** 261–298.

APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. 2009: *Geochemistry, groundwater and pollution.* — 2nd edition, CRC Press, Fourth corrected reprint, 649 p.

BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. and Hung. Geol. Inst. publ., Budapest, 187–215.

ELIASSEN, A. & TALBOT, M. R. 2005: Solution-collapse breccias of the Minkinfjellet and Wordiekammen Formations, Central Spitsbergen, Svalbard: a large gypsum palaeokarst system. — *Sedimentology* **52,** 775–794.

JÁMBOR Á. 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. — Unpublished report, MÉV Adattár (J-0074), Budapest, 113 p.

KABANOV, P., ANADÓN, P. & KRUMBEIN, W. E. 2008: *Microcodium*: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. — *Sedimentary Geology* **205,** 79–99.

KLAPPA, C. F. 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. — *Sedimentology* **27,** 613–629.

KONRÁD GY. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 135–162.

RETALLACK, G. J. 1990: *Soils of the Past.* — Unwyn Hyman, Boston, MA, 520 p.

SZEDERKÉNYI, T. 2001: Tisza mega-unit. — In: HAAS, J. (ed.): Geology of Hungary. — Eötvös Kiadó, Budapest, 148–168.

VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — PhD dissertation, ELTE Dept. of Petrology and Geochemistry, Budapest, 150 p.

VOZÁROVÁ, A., EBNER, F., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H-G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIĆ, B., SREMAC, J., ALJINOVIČ, D., NOVAK, M. & SKABERNE, D. 2009: Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian Region. — *Geologica Carpathica* **60/1,** 71–104.

WRIGHT, P. V. 1990: A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. — In: DOUGLAS, L. A. (ed.): Soil micromorphology: A Basic and Applied Science. — *Developments in Soil Science* **19,** 401–407.

Kézirat beérkezett: 2011. 12. 12.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/4, 379–392., Budapest, 2012

Vita

Földtani érvek, melyek a zengővárkonyi alsó-kréta „hidrotermás fauna” ellen szólnak

Kritikai hozzászólás BUJTOR *L. „A mecseki alsó-kréta (valangini) hidrotermális hasadékkitöltés őslénytani jellege” című dolgozatához (Földtani Közlöny 142/2, 137–148.*

JÁGER VIKTOR[1]

[1]Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Földtani Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6., Szentágothai János Kutatóközpont, Analitikai Kémia és Geoanalitika Kutatócsoport, 7624 Pécs, Ifjúság útja 20.
e-mail: jagerviktor@yahoo.co.uk

Bevezetés

A zengővárkonyi alsó-kréta vasérc keletkezését és az ércet zömében alkotó ichnofauna (rákkoprolitok) genetikáját sokan és sok megközelítésből vizsgálták (WEIN 1949; SZUROVY 1949; SZTRÓKAY 1952; PANTÓ 1955; MOLNÁR 1957, 1961; FÜLÖP 1960; PALIK 1965; HETÉNYI et al. 1968; VENDL & KISHÁZI 1972; BUJTOR 2006, 2007, 2011, 2012a, b), de megnyugtató, tudományos érvekkel alátámasztott és ellentmondásoktól mentes földtani megoldás eddig nem született.

Legújabban BUJTOR László foglalkozott a témával, őslénytani szempontokból kiindulva (BUJTOR 2006, 2007, 2011, 2012a,b). A zengővárkonyi Dezső Rezső-völgy alsó-kréta feltárásaiból gyűjtött sajátos faunát (brachiopodák, ammoniteszek, foraminiferák, tengeri sünök, szivacsok) és ichnofaunát (tízlábú rákok koprolitjai) tenger alatti hidrotermás tevékenységel hozza összefüggésbe. A tízlábú rákok nagyarányú elterjedését szintén a hidrotermás működéshez, illetve az ahhoz kapcsolódó kemoszintetikus baktériumok megjelenéséhez köti. Következtetései azonban — a megfelelő földtani folyamatok értelmezésének hiánya (intruzív vulkáni test, peperitesedés), a képződményeket ért hidrotermás hatások időbeliségének félreismerése (a rákok megtelepedése megelőzte a hidrotermás működést és nem fordítva), valamint bizonyos decapoda (tízlábú rák) taxonok keverése miatt (az Axiidea és Gebiidea alrendágba tartozó „szellemrákok” és a mélytengeri hidrotermás feláramlások közelében jellemző Brachyura alrendágba tartozó rákok életmódja és felépítése teljesen eltérő) — alaptalanok. A hidrotermás feláramlások közelében egyáltalán nem szignifikáns cephalopodák (GONZÁLEZ et al. 1998; DESBRUYÈRES et al. 2006) meglepően magas részarányát a zengővárkonyi lelőhelyen ő maga is bizonytalanságként értékeli. Kisújbánya mellett talált rákkoprolit tartalmú mészkőkavics előfordulásból a környező területek földtani hátterének alaposabb vizsgálata nélkül messzemenő és dinamikailag valószínűtlen következtetést von le — a zengővárkonyi területről a Kisújbányai-medencébe történő törmelékfolyást feltételezve.

A jelen vitacikk szerzője a mecseki alsó-kréta magmás testekhez (telérek, teleptelérek, tenger alatti párnalávák, intruzív párnalávák, hialoklasztitok) kötődő hidrotermás események nyomait (hidrotermás paragenezisek, hidrotermás-metaszomatikus kőzetátalakulások, ércesedések) kutatva jutott el a zengővárkonyi vasércesedés helyszínére. Az érc genetikájának feltárása érdekében a Mecsekben analóg területeket keresve (a kora-kréta tenger alatti vulkanizmus nyomai Ófalutól Magyaregregyig nagy területen nyomozhatók) fellelt több, a zengővárkonyival megegyező genetikájú vasércesedést, illetve ércindikációt. Az egyre növekvő mennyiségű földtani információ értelmezésével a vitacikk szerzője saját legkorábbi értelmezéseit is — melyek a téma lezáratlansága miatt eddig csak konferencia absztrakt formában jelentek meg — részben revideálta, végső eredményeit egy összefoglaló műben (JÁGER et al. 2012) közölve.

Földtani háttér

A Zengővárkony és Pusztakisfalu között található Dezső Rezső-völgyben feltáródó 180 m vastag vulkanoszediment összlet tulajdonképpen egy intruzív, bazaltos összetételű párnalávát, peperitet és hialoklasztitot alkotó teleptelér, mely valószínűleg a valangini korszak elején hatolt bele az akkor még konszolidálatlan mésziszapba. Ennek a folyamatnak számos jól nyomon követhető, látványos bizonyítéka van. Mindenekelőtt azt kell tisztáznunk hogy a kora-kréta tektonikus aktivitás során keletkező kőzethasadékokban felfelé törő magma milyen fizikai paraméterekkel rendelkezett a környezetéhez képest. Nyilvánvaló hogy a laza üledékekkel fedett tenger alatti magmás működés során a feltörő kőzetolvadék sűrűsége nagyobb (~2,6–2,9 g/cm^3, STEPHEN et al. 1984) mint a vízzel telített mésziszapé (~1,6–1,7 g/cm^3, BRUNSON & MOLINELLI 1982). Ennek

következtében a feltörő magma a laza üledékbe (és nem annak felszínére) hatol, teleptelért formál, és mindaddig teleptelért képez, amíg a magma nyomása (P_m) némileg meghaladja a szedimentek litosztatikus nyomását (P_s) és szakítószilárdságát (T), vagyis ahol $P_m > P_s + T$ (EINSELE 1982). Csak ritkán fordul elő, hogy olyan nagy mennyiségű magmás anyag hatol be az üledékekbe, mely akár vulkáni szigetet is létrehozhat (EINSELE 1982). Amikor a magma behatol a víztelített, laza üledékekbe, nagy mennyiségű pórusvíz távozik azokból, amit az üledék hirtelen fluidizációja és — a magmás kontaktuson — peperitesedés követ. Peperit tulajdonképpen a víztelített üledékek pórusvizének hirtelen felforrása során jön létre, amikor a hatalmas gőznyomás következtében a gőzmátrixú fluidizált üledék magmás anyaggal keveredik. Ennek a folyamatnak lehetünk tanúi a zengővárkonyi Dezső Rezső-völgyben is, ahol a víztelített, konszolidálatlan üledékbe hatoló magma ahhoz hasonlóan viselkedett, mintha tengerfenékre ömlött volna, és a bazaltos teleptelér belső, kb. 60 m vastagságú magja párnaláva megjelenést vett fel. A marginális részek a gyorsabb kihűlésnek köszönhetően hialoklasztitosodtak, vagyis a szilikátolvadék hirtelen megdermedése következtében üvegesedtek, szétrepedeztek, majd későbbi folyamatok hatására agyagásványos, vas-oxidos, karbonátos átalakulást szenvedtek.

Kulcsfontosságú tény, hogy a 180 m vastagságú vulkanoszediment összletben végig nyomon követhetőek az egykori magmát befogadó, valószínűleg nagyrészt berriasi–valangini korú peperites mészkőzárványok, melyek a pillow bazaltok közötti teret töltik ki. Ezek a peperites, majd későbbi hidrotermás folyamatok során ércesedett mészkőzárványok tartalmazzák a valóban diverz rákfaunára utaló koprolitokat, és ezek a szporadikus, de néhol akár méteres nagyságú vasoxid-hidroxidos zárványok képezték a vasércbányászat alapját az ’50 -es években (JÁGER et al. 2012), amit az 1956-os szabadságharc idején beállt áramszolgáltatási hiány miatt bekövetkező bányavágatokat érintő vízelöntés után megszüntettek (MOLNÁR 1957). Itt kívánatos megjegyezni az első kritikai észrevételt a „hidrotermás faunával” kapcsolatosan: a rákkoprolitok nyilvánvalóan a magmás tevékenység előtt már a berriasi–valangini üledékekben voltak, amit az intruzív, „párnásodott” és hialoklasztitosodott vulkanit peperites mészkőzárványaiban való jelenlétük igazol. Megfigyelhetőek a koprolitokba benyomuló, néhol azokból kilógó, apró, idiomorf szanidinszemcsék, valamint a bazaltból származó piroxénkristályok is, melyekkel együtt nagymennyiségű átalakult koprolit található ezekben a peperitekben. Tehát a zengővárkonyi „szellemrákok” maradványai kétség kívül a vulkanizmus előtt, és jóval a hidrotermás tevékenység előtt már benne voltak a kora-kréta tenger mésziszapjában, mint ahogyan szintén megtalálhatóak ezen üledéklakó rákok járatai és koprolitjai a Keleti-Mecsek számos más pontján feltáródó, egyidejű vulkáni tevékenységtől és hidrotermás folyamatoktól mentes alsó-kréta mészkövekben és márgákban, sőt durvatörmelékes kőzetekben is (JÁGER et al. 2012).

A hidrotermás folyamatok és az alsó-kréta rákfauna kapcsolata Zengővárkonynál

A peperitesedéskor bekövetkező efemer, de nagy energiájú pórusvízkiszökést a kőzetek repedéseibe beszivárgó, majd felmelegedő tengervíz hidrotermás cirkulációja követte. Ez a folyamat csak a magmás test kb. 600 °C alá való hűlése után indulhatott el (ez számítások alapján egy ilyen vastagságú bazaltos teleptelér esetében a benyomulástól eltelt pár száz év), amit a szakirodalom „cracking temperature”-nek is nevez (RIBANDO et al. 1978). E hőmérséklet felett a víz nem képes behatolni a kőzetrepedésekbe és ott cirkulálni. A tengervíz alacsony hőmérsékletű hidrotermás cirkulációját a bazaltok közötti térben kifejlődött ásványok primer fluidzárványainak sókoncentrációja is alátámasztja (JÁGER et al. 2012). A hidrotermás esemény során a bazaltok között cirkuláló tengervíz szulfátja termofil szulfátredukáló baktériumok tevékenysége során kén-hidrogénné redukálódott, ami a bazaltból és hialoklasztitból hidrotermás hatásra felszabadult vassal piritet és markazitot képezett. A szulfátredukálók metabolikus folyamatának fontos katalizátora volt az intruzív pillow bazaltok között lévő mészizapzárványok rákkoprolitjainak jelentős szervesanyagtartalma, illetve az ezen koprolitokból szintén hidrotermás hatásra képződő folyékony szénhidrogén mint elektron donor (JÁGER et al. 2012). Az intruzív pillow bazaltok közötti térben keringő, felmelegített tengervízből ezeknek a folyamatoknak a során ritka esetben nagyméretű vasszulfidos kicsapódások, mineralizált feláramlási csatornák maradtak vissza. A szulfátredukció megindulásához feltétlen szükséges szerves anyagot így maguk a koprolitok valamint az összlet növényi törmeléke szolgáltatta (JÁGER et al. 2012). Így tehát nem eredményezhettek ezek a vas-szulfidos hidrotermás képződmények bakteriális élelemforrást a rákok számára, mivel képződésük jóval a koprolitok felhalmozódása után történt, sőt, keletkezésükhöz maguknak a rákkoprolitoknak, illetve a belőlük keletkezett szénhidrogéneknek volt meghatározó szerepük. Számos csiszolatban és kézipéldányon is jól tanulmányozható, hogy az átalakult, alig, vagy egyáltalán nem felismerhető koprolitok környezetében több esetben is található bitumen (akár cm-es nagyságban), ami — hasonlóan a kelet-afrikai rift mentén található Tanganyika-tó vastag üledékeiben előfordulóhoz (SIMONEIT 1988, 1990; SIMONEIT et al. 1996; SIMONEIT & RUSHDI 2002; TIERCELIN et al. 1989, 1991, 1993)— a nagymennyiségű szervesanyag hidrotermás átalakulása során képződött.

Mivel a vulkanoszediment összlet felső részén kifejlődött fiatalabb, áthalmozott hialoklasztit- és bazaltdarabokat is tartalmazó karbonátos rétegben és a fedő mészkő alján sem találhatóak hidrotermás tevékenységre utaló nyomok — ahogy ilyen hosszan tartó hidrotermás tevékenység egy ilyen kis vastagságú magmás betelepülésnél nem is volna elképzelhető — a BUJTOR (2006, 2011) által leírt allochton brachiopoda fauna méretnövekedését is inkább egyéb tényezők befolyásolhatták.

A mecseki alsó-kréta „szellemrák" fauna és környezete

PALIK (1965) a zengővárkonyi vasérc eredetét illetően valóban perdöntő felfedezést tett, amikor felismerte az ércet alkotó rákkoprolitokat. Azonban nyitott maradt a kérdés, vajon mi okozta ezen üledéklakó rákok elterjedését a nemegyszer mélytengeri környezetet jelző mecseki alsó-kréta üledékekben? Zengővárkonynál a vulkanoszediment összletben végig nyomozhatóak a koprolitok, sőt az összlet felsőbb részében található ichnofauna el is tér az összlet alján található faunától, és ez az üledékvastagság (ami az intruzív és mészkőzárványokat magába foglaló pillow bazalt – hialoklasztit összlet vastagságával közel azonos volt) nyilvánvalóan összehasonlíthatatlanul nagyobb időintervallumot képvisel, mint egy esetleges magmás teleptelér betelepülése során létrejövő hidrotermás esemény élettartama (noha tudjuk hogy a teleptelér intrúziója jóval később történt, mint a rákok élettevékenysége). A kérdés valóban nem egyszerű, és a hidrotermásan teljesen elbontott rétegsort vizsgálva szinte lehetetlen is megválaszolni, mivel a forróvizes oldatok az elsődleges bizonyítékokat szinte teljesen tönkretették. Találhatók azonban bizonyítékok a hidrotermák által nem érintett vulkanoszediment összlet tetejére települő áthalmozott és agyag- és márgarétegekben, valamint a Mecsek számos más berriasi–valangini üledékeiben is: ezek pedig nem mások, mint szárazföldi növények törmelékének előfordulásai, melyekhez kapcsolódva ezen rákok járatai és koprolitjai mindig megtalálhatóak (Hidasivölgy, Várvölgy, Magyaregregy, Pusztabánya, Jánosipuszta, Szászvár alsó-kréta üledékei: *Márévári Mészkő Formáció; Magyaregregyi Konglomerátum Formáció; Hidasivölgyi Márga Formáció*). A zengővárkonyi rákfauna tehát azért volt eddig olyan enigmatikus, mert a goethites koprolitok a kőzetcsiszolatokban könnyen felismerhetőek és látványosak voltak, pedig ezeknek a „szellemrákoknak" (Axiidea és Gebiidea alrendág; DWORSCHAK et al. 2012) a koprolitjai és járatai a Mecsek más, hidrotermás hatásoktól mentes alsó-kréta karbonátos kőzeteiben is megtalálhatóak, de a rákjáratokat vagy vékony tufacsíknak vélték, vagy magukat a koprolitokat sem vették észre. Ennek oka, hogy ezen koprolitok nontronit közberétegzett szeladonitból, illetve szeladonitból állnak, és felismerésük számos csiszolat készítése után is nehéz feladat. Zengővárkonynál növényi törmelékeket azért csak a vulkanoszediment összlet tetején található áthalmozott üledékekben, márga jellegű kőzetekben láthatunk, mert a peperitesedés és a hidrotermás hatások miatt ezek jórészt megsemmisültek, jóllehet egy esetben egy erősen átalakult, faszenes növényi maradvány előkerült az egyik zengővárkonyi peperitből is.

A mecseki alsó-kréta „szellemrák" fauna recens, rokon képviselői főleg callianassid „szellemrákok" (Axiidea alrendág) (JÁGER et al. 2012), melyek járatai — a rák nevéhez stílusosan illő szóval — „kísértetiesen" hasonlítanak a Mecsekben feltárt rákjáratokéra. Ezeknek az alig pár cm-es rákoknak az életmódja járatrendszerükhöz kötött; annyira, hogy a szabad tengeraljzatra egyáltalán nem, vagy csak igen kivételes esetben jönnek ki, minden életfunkciójukat a járatrendszerben végzik (DWORSCHAK et al. 2012), (éppen ezért kapták a „ghost-shrimp" vagyis „szellemrák" kifejezést). Ezért félrevezető BUJTOR azon szakirodalmi idézete (VAN DOVER et al. 1987), miszerint *„A rákok, egyedszámukat tekintve meghatározó faunaelemei a recens hasadékoknak"* (értve ez alatt hidrotermás hasadékokat), mivel ezen rákok, melyekről VAN DOVER ír, valóban nagyon jellemzőek a tenger alatti hidrotermás feláramlások környékén, de nem inbentosz, hanem epibentosz életmódot folytatnak, és egy egészen eltérő felépítésű és életmódú rákokat csoportosító taxonba (Brachyura alrendág) tartoznak. Ezeknek nem sok köze van az apró, inbentosz „szellemrákokhoz". A Mecsek alsó-kréta kőzeteiben a „szellemrákok" járatai és koprolitjai mellett minden esetben található volt növényi törmelék, a legtöbb esetben cm-es nagyságrend közelében, ezenkívül szakirodalmi adatok is alátámasztják néhány „szellemrák" esetében a döntően növényi törmelék fogyasztását (DWORSCHAK et al. 2012), illetve mélytengeri fabehullások közvetlen környezetének iszapjában is megtalálták példányaikat (SAMADI et al. 2010). A szárazföldi eredetű növényi törmelékek nagyobb méretű felhalmozódásai a tengerfenéken (tengerrengések, viharok vagyok folyók hordalékbeszállítása során DUGGINS et al. 1989) a szulfidokban gazdag reduktív, tenger alatti hidrotermás feláramlások környezetében található különleges élőhelyekhez hasonló környezetet teremtenek, nagymértékben növelve a béta-diverzitást (SMITH et al. 2003; VETTER 1994; VETTER & DAYTON 1998, 1999; MCLEOD & WING 2007; CAYRÉ & RICHER DE FORGES 2002; PALACIOS et al. 2006; STOCKTON & DELACA 1982; SMITH & HAMILTON 1983; SMITH 1985, 1986; GRASSLE & MORSE-PORTEOUS 1987; SNELGROVE & SMITH 2002). A növényi detrituszok környezetében, mint lokálisan anoxikus élőhelyeken megtelepedő szulfát redukálók, metanogének, szulfid oxidálók és más kemoszintetizáló mikroorganizmusok, valamint a rájuk épülő magasabb rendű élőlények relációinak megismerése a geológia és tengerbiológia legújabb kutatásai közé tartozik (FAGERVOLD et al. 2012), így a hasonló mecseki alsó-kréta környezetek vizsgálatát különös figyelemmel kell végezni, mert esetünkben a vulkanizmussal és a hidrotermás tevékenységekkel néhol részleges átfedés lehetséges, ahol a helyes genetikai sorrendek megállapítása és bizonyítása elsődleges feladatunk (JÁGER et al. 2012).

A zengővárkonyi sekélytengeri fauna áthalmozódása a Kisújbányai-medencébe?

BUJTOR azon elképzelése, miszerint a kisújbányai, kb. 500 m-es tengermélységű környezetet mutató, rákkoprolit-tartalmú karbonátos kavics a kb. 200 m-es tengermélységű zengővárkonyi területről halmozódott volna át, nemcsak a fenti adatok alapján válik feleslegessé és valószínűtlenné, hanem egyszerű dinamikai okokból is, hiszen a két terület között a késő-krétában másfélszeres térrövidüléssel számolva (CSÁSZÁR 2005) a 12 km-es távolság alig 1,5 fokos

lejtőszöge nem túl valószínű kiindulási pontja egy ilyen hosszú utat megtevő tenger alatti üledékfolyásnak, ezenkívül szükségtelen is ez a kicsit erőltetett elképzelés, hiszen a Keleti-Mecsek alsó-kréta üledékes formációiban mindenütt előfordulnak az Axiidea és Gebiidea rákok járatai és koprolitjai, növényi törmelékek társaságában, sőt, szálban álló, a zengővárkonyi vasérccel megegyező genetikájú vasérc is található nem messze Kisújbányától (JÁGER et al. 2012).

Tenger alatti hidrotermák, melyek a Mecsek más pontjain található alsó-kréta „szellemrákok" élettevékenysége során működtek?

Az alsó-kréta tengeri mésziszapba települő teleptelérek környezetében megjelenő hidrotermás működés pozitív hatása az inbentosz rákfaunára nézve azonban nem zárható ki teljesen, ugyanis a legújabb szakirodalmi adatok közölnek ilyen környezetben megfigyelt callianassid rákokat (LIN et al. 2007, KOMAI & FUJIWARA 2012). A mecseki kora-kréta tenger alatti vulkánok lejtőin is minden bizonnyal léteztek ilyen hőforrások (JÁGER et al. 2012), bár a tanulmányozott rákjáratok alapján az elsődleges tényezőt és táplálékforrást ezen esetekben is a nagymennyiségben behordott növényi törmelék és az azon megtelepedett baktériumok szolgáltathatták. Ezen növényi törmelékdarabok megfigyelhetőek a legkülönbözőbb alsó-kréta formációkban található rákjáratok közelében is, melyeket hidrotermás tevékenység biztosan nem ért. Számos ichnofosszília (zoophycos, chondrites) alapján bizonyítható hogy a kora-kréta sekély- és mélytengeri üledékekben egyaránt jellemző volt a nagyobb mennyiségű szerves anyag behordása és bomlása során fellépő anoxia, jóllehet az üledékfelszín oxigénnel jól ellátott volt (JÁGER et al. 2012). Éppen ezért kell kellő körültekintéssel eljárnunk a hidrotermás folyamatok időbeli viszonyait és faunát érintő szerepét vizsgálva, mivel a látszólagos és megalapozatlan eredmények félrevezetőek lehetnek a további kutatások szempontjából.

Összefoglalás

1. A zengővárkonyi vulkanoszediment összlet egy 180 m vastag intruzív „pillow bazaltból", hialoklasztitból álló teleptelér, mely nagymennyiségű peperitet tartalmaz, vagyis a magmás anyag mésziszapba hatolt és nem annak felszínére.

2. Az intruzív „pillow bazaltok" közti peperites mészkövekben nagymennyiségű rákkoprolit található, a koprolitokban gyakran idiomorf szanidinszemcsék, környezetükben bitumen található, a peperit pedig intenzív hidrotermás átalakulást szenvedett, vagyis ezen koprolitokat hátrahagyó rákok még a vulkáni működés előtt és jóval a hidrotermás tevékenységet megelőzően a tengeraljzat üledékeiben éltek. Ebből adódóan az utólagos hidrotermás folyamatok éppen ezen koprolitdús üledékekben hoztak létre vasércet, és nem fordítva, vagyis nem a hidrotermás tevékenység után kerültek bele a koprolitok a 180 m-es vastagságban nyomozható peperites kőzetekbe.

3. A fenti tények alapján ezen rákok élettevékenységét és táplálékszerzését nem befolyásolhatta a jóval később fellépő hidrotermás tevékenység, sőt, éppen fordítva, ezen koprolitok szervesanyaga és a belőlük hidrotermás hatásra képződött szénhidrogének termofil szulfátredukálók közreműködésével fontos szerepet játszottak a vas-szulfid kürtők kialakulásában.

4. A zengővárkonyi lelőhelyen található ichnofauna egykori inbentosz „szellemrákjainak" (döntően az Axiidea valamint Gebiidea alrendág) nincs köze a recens mélytengeri hidrotermás feláramlások közelében olykor nagy sűrűségben előforduló, és teljesen eltérő ökológiájú Brachyura alrendágba tartozó rákokhoz, így ez utóbbi taxon képviselői nem szolgáltathatnak analógiát a mecseki üledéklakó rákfaunára nézve.

5. A zengővárkonyi vulkanoszediment összletben is található szárazföldi növénymaradványok okozhatták ezen rákok nagyobb arányú megtelepedését az iszapban, amit a mecseki alsó-kréta üledékek feltárásaiban megtalált növénymaradványoknak és rákjáratoknak (valamint autochton koprolitoknak) szinte törvényszerű együttes előfordulása is megerősít.

6. A kisújbányai koprolittartalmú mészkőkavics dinamikai okokból is valószerűtlen — a zengővárkonyi területről a kisújbányai medencébe való — áthalmozási magyarázatra nincs szükség, hiszen a Kisújbánya környéki alsó-kréta mészkövek és törmelékes üledékek egyaránt tartalmazzák ezt az ichnofaunát.

7. Bizonyos esetekben, főleg a *Hidasivölgyi Márga* és *Magyaregregyi Konglomerátum Formációk* lokális képződményeiben nem zárható ki a tenger alatti hidrotermás működés inbentosz rákfaunára gyakorolt kedvező hatása sem, azonban ezekben a képződményekben a hidrotermás működésre utaló nyomok illetve paragenezis csak egy esetben volt bizonyítható, ugyanakkor számottevő növényi törmelék ez esetben is megtalálható volt az üledékekben.

Köszönetnyilvánítás

A kézirat átnézéséért és javaslataikért MOLNÁR Ferencnek és KONRÁD Gyulának szeretnék köszönetet mondani. A vitacikk alapjául szolgáló kutatási eredményeknek a létrejöttében (JÁGER et al. 2012) FÖLDESSY János, HÁMORNÉ VIDÓ Mária, SZAKÁLL Sándor, FEHÉR Béla, FUCHS Péter, PEKKER Péter, ZAJZON Norbert, KOVÁCS János, Kenneth H. WOHLETZ és a Dél-dunántúli régió egyetemi versenyképességének fejlesztése (TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0002) támogatott.

Irodalom

Bujtor, L. 2006: Early Valanginian brachiopods from the Mecsek Mts. (Southern Hungary) and their palaeobiographical significance. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **241,** 111–152.

Bujtor, L. 2007: A unique Valanginian paleoenvironment at an iron ore deposit near Zengővárkony (Mecsek Mts, South Hungary), and a possible genetic model. — *Central European Geology* **50/1,** 183–198.

Bujtor, L. 2011: The Early Valanginian ammonite, brachiopod and crustacean fauna of the Mecsek Mts and its relationships with the embryonic shallow water hydrothermal vent at Zengővárkony (Mecsek Mts, South Hungary). — *Cretaceous Research* **32/5,** 565–574.

Bujtor L. 2012a: A mecseki alsó-kréta (valangini) hidrotermális hasadékrendszer őslénytani jellege. — *Földtani Közlöny* **142/2,** 137–148.

Bujtor, L. 2012b: A Valanginian crustacean microcoprolite ichnofauna from the shallow marine hydrothermal vent site of Zengővárkony (Mecsek Mts, Hungary). — *Facies* **58/2,** 249–260.

Brunson, B. A. & Molinelli, E. J. 1982: A physical sediment model for theprediction of seafloor geoacoustic properties. Naval Ocean Research and Development Activity Code: N68462, Final Report. Report Number: TR-216227. Prepared for Office of Naval Research, Department of the Navy. 800 North Quincy Street Arlington, Virginia 22217, 141 p.

Cayré, P. & Richer de Forges, B. 2002: Faune mystérieuse des océans profonds. — *La Recherche* **355,** 59–62.

Császár G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana. I. Paleozoikum–paleogén.* — Egyetemi tankönyv. ELTE Eötvös kiadó, Budapest.

Desbruyères, D., Segonzac, M. & Bright, M. (eds) 2006: Handbook of deep-sea hydrothermal vent fauna. — *Denisia* **18,** 544 p.

Dworschak, P. C., Felder, D. L. & Tudge, C. C. 2012: Infraorders Axiidea de Saint Laurent, 1979 and Gebiidea de Saint Laurent, 1979 (Formerly known collectively as Thalassinidea). — *Treatise on Zoology — Anatomy, Taxonomy, Biology: The Crustacea, chapter 69,* 3–123.

Einsele, G. 1982: Mechanism of sill intrusion into soft sediment and expulsion of pore water. — *Deep Sea Drilling Project, Initial Reports* **64,** 1169–1176.

Fagervold, S. K., Galand, P. E., Zbinden, M., Gaill, F., Lebaron, P. & Palacios, C. (in press): Sunken woods on the ocean floor provide diverse specialized habitats for microorganisms. — *FEMS Microbiol Ecology*, doi: 10.1111/j.1574-6941.2012.01432.x

Fülöp J. 1960: A zengővárkonyi vasérckutatás helyzete és a további feladatok. — *Kézirat,* Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest Ter: 1098.

González, A. F., Guerra, A., Pascual, S. & Briand, P. 1998: Vulcanoctopus hydrothermalis gen. et sp. nov. (Mollusca, Cephalopoda): an octopod from a deep-sea hydrothermal vent site. — *Cahiers de Biologie Marine* **39,** 169–184.

Grassle, J. F. & Morse-Porteous, L. 1987: Macrofaunal utilization of disturbed deep-sea environments and the structure of deep-sea benthic communities. — *Deep-Sea Research* **34/12,** 1911–1950.

Hetényi R., Hámor G. & Nagy I. 1968: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Apátvarasd.* — MÁFI-Budapest, 55 p.

Jáger, V., Molnár, F., Buchs, D. & Koděra, P. 2012: The connection between iron ore formations and "mud-shrimp" colonizations around sunken wood debris and hydrothermal sediments in a Lower Cretaceous continental rift basin, Mecsek Mts., Hungary. — *Earth-Science Reviews* **114/3–4,** 250–278,

Komai, T. & Fujiwara, Y. 2012: New records of callianassid ghost shrimp (Crustacea: Decapoda: Axiidea) from reducing environments in Kyushu, southwestern Japan. — *Zootaxa* **3271,** 55–67.

Lin, F.-J., Komai, T. & Chan, T.-Y. 2007: A new species of callianassid shrimp (Crustacea:Decapoda: Thalassinidea) from deep water hydrothermal vents off Taiwan. — *Proceedings of the Biological Society of Washington* **120,** 143–158.

McLeod, R. J. & Wing, S. R. 2007: Hagfish in the New Zealand fjords are supported by chemoautotrophy of forest carbon. — *Ecology* **88/4,** 809–816.

Molnár J. 1957: Összefoglaló jelentés a zengővárkonyi vasérckutatásról. — *Kézirat,* Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, Ter: 1711 .

Molnár J. 1961: A zengővárkonyi vasérckutatás. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **94/3,** 187–194.

Palik, P. 1965: Remains of crustacean excrement from the Lower Cretaceous of Hungary. — *Micropaleontology* **11/1,** 98–104.

Palacios, C., Zbinden, M., Baco, A., Treude, T., Smith, C.R., Gaill, F., Lebaron, P. & Boetius, A. 2006: Microbial ecology of deep sea sunken wood: quantitative measurements of bacterial biomass and cellulolytic activities. — *Cahiers de Biologie Marine* **41,** 415–420.

Pantó, G., Varrók, K. & Kopek, G. 1955: A zengővárkonyi vasérckutatás földtani eredményei. — *Földtani Közlöny* **85/2,** 125–144.

Ribando, R. J., Torrance, R. E. & Turcotte, D. L. 1978: Numerical calculation of the convective cooling of an infinite sill. — *Tectonophysics* **50,** 337–347.

Samadi, S., Corbari, L., Lorion, J., Hourdez, S., Haga, T., Dupont, J., Boisselier, M.-C. & Richer de Forges, B. 2010: Biodiversity of deep sea organisms associated with sunken-wood or other organic remains sampled in the tropical Indo-Pacific. — *Cahiers de Biologie Marine* **51,** 459–466.

Simoneit, B. R. T. 1988: Petroleum generation in submarine hydrothermal systems: an update. — *Canadian Mineralogist* **26,** 827–840.

Simoneit, B. R. T. 1990: Petroleum generation, an easy and widespread process in hydrothermal systems: an overview. — *Applied Geochemistry* **5/1–2,** 3–15.

Simoneit, B. R. T. & Rushdi, A. I. 2002: Hydrothermal alteration of organic matter in sediments of the Northeastern Pacific Ocean: part 2. Escanaba Trough, Gorda Ridge. — *Applied Geochemistry* **17,** 1467–1494.

SIMONEIT, B .R. T., LEIF, R. N., STURDIVANT, A. E. & STURZ, A. A. 1996: Evidence for retrograde hydrothermal reactions in near surface sediments of Guaymas Basin Gulf of California. — *Applied Geochemistry* **11,** 645–665.

SMITH, C. R. 1985: Food for the deep-sea: utilization, dispersion and flux of nekton falls at the Santa Catalina Basin floor. — *Deep-Sea Research* **32,** 417–442.

SMITH, C. R. 1986: Nekton falls, low-intensity disturbance and community structure of infaunal benthos in the deep-sea. — *Journal of Marine Research* **44,** 567–600.

SMITH, C. R. & HAMILTON, S. C. 1983: Epibenthic megafauna of a bathyal basin off southern California: patterns of abundance, biomass and dispersion. — *Deep-Sea Research* **30,** 907–928.

SMITH, C. R., BACO, A.R., HANNIDES, A. & RUPLINGER, D. 2003: Chemosynthetic habitats on the California slope: whale-, wood- and kelp-falls compared to vents and seeps. — *Biogeography and Biodiversity of Chemosynthetic Ecosystems: Planning for the Future. Oceanography Centre, Southampton, UK (abstract).* 76. p.

SNELGROVE, P. V. R. & SMITH, C. R. 2002: A riot of species in an environmental calm: the paradox of the species-rich deep-sea floor. — *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review* **40,** 311–342.

STEPHEN, R., SPARKS, J. & HUPPERT, H. E. 1984: Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **85,** 300–309.

STOCKTON, W. L. & DELACA, T. E. 1982: Food falls in the deep sea: occurrence, quality and significance. — *Deep-Sea Research* **29,** 157–169

SZTRÓKAY K. 1952: Mecseki vasércképződés (Iron ore genesis in the Mecsek Mountains). — *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Osztályának Közleményei* **3,** 11–230.

SZUROVY G. 1949: Összefoglaló jelentés a zengővárkonyi vasérckutatás jelenlegi helyzetéről. — *Kézirat,* Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár. Ter: 4416.

TIERCELIN, J. J., THOUIN, C., KALALA, T. & MONDEGUER, A. 1989: Discovery of sublacustrine hydrothermal activity and associated massive sulfides and hydrocarbons in the north Tanganyika trough, East African rift. — *Geology* **17,** 1053–1056.

TIERCELIN, J. J., BOULÈGUE, J. & SIMONEIT, B. R. T. 1991: Hydrocarbons, sulfides, and carbonate deposits related to sublacustrine hydrothermal seeps in the north Tanganyika trough, East African Rift. — In: PARNELL, J., KUCHA, H. & LANDAIS, P. (eds): *Bitumen and Ore Deposits.* Springer-Verlag, Berlin, 96–113 p.

TIERCELIN, J., PFLUMIO, C., CASTREC, M., BOULEGUE, J., GENTLE, P., ROLET, J., COUSSEMENT, C., STETTER, K.O., HUBER, R., BUKU, R. & MIFUNDU, W. 1993: Hydrothermal vents in Lake Tanganyika, East African rift system. — *Geology* **21,** 499–502.

VAN DOVER, C. L., FRANKS, P. J. S. & BALLARD, R. D. 1987: Prediction of hydrothermal vent locations from distribution of brachyuran crabs. — *Limnology and Oceanography* **32,** 1006–1010.

VENDL M. & KISHÁZI P. 1972: A Mecsek hegység vasércelőfordulása. — *Kézirat,* Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.

VETTER, E. W. 1994: Hotspots of benthic production. — *Nature* **372,** 47.

VETTER, E. W. & DAYTON, P. K. 1998: Macrofaunal communities within and adjacent to a detritus-rich submarine canyon system. — *Deep-Sea Research II* **45,** 25–54.

VETTER, E. W. & DAYTON, P. K. 1999: Organic enrichment by macrophyte detritus and abundance patterns of megafaunal populations in submarine canyons. — *Marine Ecology-Progress Series* **186,** 137–148.

WEIN GY. 1949: Jelentés a zengővárkonyi és pusztakisfalui vasércelőfordulások földtani helyzetéről. — *Kézirat,* Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.

Kézirat beérkezett: 2012. 08. 13.

Földtani, őslénytani, biológiai, ökológiai érvek és tények, amelyek a zengővárkonyi kora-kréta hidrotermális hasadékfauna létezése mellett szólnak

Válasz Jáger Viktor kritikai hozzászólására

BUJTOR LÁSZLÓ[1]

[1]Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Földtani Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: bujtor.laszlo.geology@gmail.com

Bevezetés

A Mecsek hegység alsó-kréta üledékes összletéhez kapcsolódó enigmatikus vasérctelep keletkezése, genetikája és a tágabb földtani környezetbe történő ellentmondásmentes beillesztése régóta (SZTRÓKAY 1952; PANTÓ et al. 1955; MOLNÁR 1961; PALIK 1965; HETÉNYI et al. 1968; BUJTOR 2006, 2007; JÁGER & MOLNÁR 2009) komoly intellektuális kihívás a magyar geológiában. Az értelmezés nehézségei elsősorban az igen rossz feltártsági viszonyokra, a mindössze néhány méteres kőzetkibúvásokra, az erős tektonizáltságra, a korreláció korlátozottságára, vagy egyenesen lehetetlenségére, valamint az analógiák teljes hiányára vezethetők vissza. Ebből következően csak részadatok állnak rendelkezésünkre, amelyekből a kirakható összkép hézagos és töredékes, egyúttal többféle értelmezést enged meg. A részadatok alapján kialakított többféle értelmezés csak a végkövetkeztetés levonásával kerül egymással ellentmondásba.

Éppen ezért a helyesnek vélt értelmezés felmutatásánál indokolt a rendkívüli óvatosság. Nemcsak kívánatos, hanem kötelező *valamennyi* részadat (legyen az a geológia bármely területéről származó, így akár földtani, szedimentológiai, ásványtani, petrográfiai, őslénytani, rétegtani, sőt, akár ökológiai, biológiai stb.) hosszas mérlegelést követő beillesztése egy olyan modellbe, amely sokkal inkább magába foglalja és integrálja, semmint kizárja az alternatív magyarázatok lehetőségét, hiszen a tényekre alapozott modell megalkotása az egyetlen célravezető megoldás. Esetünkben, ha valamely részadat nem illeszkedik a felállított modellbe, akkor nem a részadatot kell figyelmen kívül hagyni, vagy helytelenül értelmezni, hanem a modellt kell elvetni és/vagy módosítani, esetleg újat felállítani.

Földtani háttér

A Mecsek hegység késő-jura–kora-kréta fejlődéstörténete nagy vonalakban ismert. A késő-jurában folyamatos és nyugodt üledékképződés zajlott, amit a tithon idején zavartak meg a vulkáni működés első jelei. A vulkáni tevékenység kontinentális riftesedéshez köthető, amelynek eredményeként a mecseki kéregrész levált a stabil Európáról. A vulkáni működés maximuma feltehetően a berriasi idején volt, de a valangini idején is folytatódott (BUJTOR 1993). A vulkáni tevékenység erejére és a benyomuló magma menynyiségére jellemző, hogy nemcsak vulkáni testeket, hanem vulkáni felépítményt is létrehozott (WEIN 1961), amely a tengerszint fölé emelkedő vulkáni szigeteket eredményezett (CSÁSZÁR & TURNŠEK 1996). A vulkáni felépítmény eróziója folytatódott, és a jóval fiatalabb kort idéző ősmaradványok azt jelzik, hogy a vulkáni szigetek sokáig léteztek. Ősmaradványok alapján még az hauterivi–barremi idején is (CSÁSZÁR 2002).

A különleges kevert kőzet, a peperit és a magmás folyamatok

Ebben a földtani keretben kell megtalálni a zengővárkonyi vasércképződés helyét és genetikáját. Ebben az őskörnyezetben minden feltétel megvolt ahhoz, hogy különleges, vulkáni-üledékes kevert kőzetek, úgynevezett peperitek keletkezzenek. Azonban fontos azt aláhúzni, hogy a peperit képződése egyáltalán nem korlátozódik a laza üledékbe teleptelérként behatoló magmaintrúzióra és kontaktusára. Annak ellenére nem, hogy a peperit alapdefiníciója *sensu* WHITE et al. (2000) alapján a peperit helyben képződő kőzet. Képződése során a rendszerint nagy víztartalmú és konszolidálatlan, vagy részben konszolidált üledékbe hatoló magma szétesik és elkeveredik az üledékkel. Ám az alapdefiníció kiegészül azzal, hogy a fogalom alkalmazható

a hasonló genetikájú keverékkőzetekre, amelyeket a láva és egyéb vulkanoklaszt üledékkel történő bármilyen jellegű érintkezése hoz létre. SKILLING et al. (2002, p. 13) felhívja a figyelmet arra, hogy peperit bármilyen környezetben kialakulhat, ahol magmás működés és üledékképződés *egyszerre* zajlik. Peperit tehát nemcsak a víztelített üledék pórusvízének hirtelen felforrása során jöhet létre. Helytelen értelmezéshez éppen az vezethet, amikor nincsen jó feltártság, hanem csak peperit-szerű kőzettömböket, blokkokat látunk. Erre hívja fel a figyelmet SKILLING et al. (2002, p. 13), amikor megjegyzi: *„…a minden kétséget kizáró értelmezés megkívánja a jó minőségű, háromdimenziós feltárások részletes tanulmányozását. Fáciesek, amelyek szövetileg hasonlítanak a peperitre, de más folyamatok eredményeként képződnek, nehezen különíthetők el, különösen peperittömbök esetében."* Márpedig sehol a Mecsekben (Zengővárkony környékén meg különösen) nem találhatók jól feltárt, háromdimenziós feltárások, amelyekben a peperit nagy kiterjedésben tanulmányozható és elkülöníthető lenne például a fluidális peperitektől. A fluidális peperit a peperit kitörési megfelelője, és eddig kis figyelmet kapott a kutatások során. WHITE et al. (2000) és SKILLING et al. (2002) alapján nem árt az óvatosság A JÁGER által bemutatott peperit alapján tehát egyáltalán nem jelenthetjük ki azt, hogy a zengővárkonyi Dezső Rezső-völgy vulkanoszediment összlete teleptelér volt. Biztosan csak azt állíthatjuk, hogy megismertünk a Mecsekből is olyan vulkáni-üledékes kevert kőzetet, amely a vulkáni működés és az üledékképződés egyidejű jelenlétére utal. Ami nem meglepő, hiszen jól illeszkedik a terület fejlődéstörténetébe.

Mészkőzárványok és a vulkanoszediment összlet

Nem felel meg a valóságnak JÁGER azon állítása, hogy a Dezső Rezső-völgy szelvényében *„…végig nyomon követhetőek az egykori magmát befogadó, valószínűleg nagyrészt berriasi–valangini korú peperites mészkőzárványok…"* A völgynek a BUJTOR (2012a) által közölt két feltárás közötti, középső, és legjobb feltártságú részében csak hialoklasztit, tömeges bazalt, hólyagüreges bazalt és párnaláva nyomozható, mészkőzárványok még nyomokban sincsenek. A völgynek ebben a szakaszában megfigyelhető folyásos szerkezetek alsó része hólyagüregekben gazdag, majd felfelé, középtájon a hólyagüregek csökkenő száma egyértelműen vízfelszín alatti bazaltláva-folyásra utal (CORCORAN 2000). A szelvény ezen részében egyáltalán nincsenek mészkőzárványok (ez egyébként JÁGER et al. 2012, 3. ábráján is jól követhető: ott sincsenek jelölve mészkőzárványok). Igen fontos azonban az a tény, hogy JÁGER berriasi–valangini korú peperites mészkőzárványokról ír, melyek rétegtani azonosításában NAGY (1963) munkájára hivatkozik, saját calpionella-vizsgálatokat nem végzett. Ezzel pedig elvész egy igen fontos biosztratigráfiai vizsgálati lehetőség, nevezetesen az, hogy a peperites blokkok korát datáljuk és megpróbáljuk időrendi sorrendbe illeszteni azokat. Az elmúlt 30 évben a calpionella-sztratigráfia nagyot fejlődött. NAGY István és BILIK István úttörő munkáinak megjelenése idején (1965–1985) a calpionella zonáció a tithon–valangini emeleteket még mindössze 6 zónára osztotta fel (TREJO 1980). A mai felosztás már 19 zónát különít el (BLAU & GRÜN 1997). Ez a finomrétegtani tagolási lehetőség alkalmas arra, hogy a tithon–berriasi és valangini mészköveket, mészkőzárványokat és peperiteket, tehát az ezekhez kapcsolódó magmás eseményeket biosztratigráfiailag pontosan datáljuk, így a Mecsek hegység egyéb területeiről (Zengővárkonyon kívül) ismertetett feltárásokat korrelálni lehessen a zengővárkonyi, kisújbányai és bolondúti szelvényekkel. JÁGER ezt a finomrétegtani vizsgálatot nem végezte el, így az egyéb lelőhelyein bemutatott koprolitfauna kormeghatározása a 40–50 évvel ezelőtti adatokra támaszkodik, ami legalábbis kérdésessé teszi azt, hogy miként vethető össze akár a kisújbányai (calpionella és ammonitesz rétegtannal zóna-szinten datált: BUJTOR 2011), akár a zengővárkonyi Dezső Rezső-völgyi szelvénnyel (BUJTOR & JANSSEN in press). Amíg ez nem történik meg, indokolatlan egyidejű eseményekként vizsgálni (vagy a megfigyelt jelenségekre történeti sorrendet felállítani, és bizonyított események láncolataként bemutatni), összevetni ezeket a feltárásokat és koprolitfaunájukat. Ne feledjük, hogy itt több mint 10 millió év eseményeit látjuk szeleteiben, és jelenleg nincs a Mecsekből olyan tithon–valangini szelvény, vagy korrelált szelvénysor, amely alapján az időbeliségi tényezőket az egyes szelvények vonatkozásában ismernénk.

A tengeraljzati hidrotermális tevékenység megdönthetetlen bizonyítékai és a kapcsolódó biológiai aktivitás

Amennyiben elfogadjuk a JÁGER kritikai hozzászólásában leírtakat, nevezetesen azt, hogy a zengővárkonyi vasércképződés a laza üledékbe hatoló teleptelérhez köthető, értelmezhetetlenné válnak azok a jól dokumentált és megdönthetetlen bizonyítékok, amelyeket JÁGER & MOLNÁR (2009) és BUJTOR (2012b) bemutatnak, azaz a hidrotermális hasadékokhoz kötődő fekete füstölők és maradványaik, valamint gyökérzónájuk, mely jól láthatóan a párnalávák kihűlési kérgéhez kapcsolódik. Amennyiben a zengővárkonyi vulkáni összlet valóban a laza üledékbe hatolt teleptelér lett volna, úgy ilyen struktúrák nem képződnek. Létezésük tehát azt bizonyítja, hogy a párnalávák az üledék felszínére, tehát az egykori tenger aljzatára ömlöttek. A másik megkérdőjelezhetetlen bizonyíték, amely JÁGER vélekedése ellen szól, az a füstölők roncsaiból vett anyagminták kén-stabilizotópos elemzése. Ezt elsőként JÁGER & MOLNÁR (2009) végezték el, majd BUJTOR & SZINGER (in press) megismételt. Mindkét méréssorozat igencsak negatív (^{34}S‰: –40,39 és –19,27 közötti) izotópadatokat adott, ami az egykori bakteriális biológiai tevékenységre utal. Márpedig ilyen baktériumszőnyegek akár mély vízben (VAN DOVER 2000), akár sekély vízben (DANDO et al. 1995) kizárólag az üledék és/vagy a kürtő/vulkanit felszínén (vagy legfeljebb sekély, néhány

centiméteres mélységben) telepednek meg és élnek, mélyen az üledékben, vagy a magma-üledék kontaktuson sohasem. ALIANI et al. (1998) azt is bemutatja, hogy ezek a baktériumszőnyegek a hidrotermális feláramlási zóna közvetlen közelében, attól legfeljebb 5 méteren belül alakulnak ki. A negatív kén-izotóp adatok tehát bakteriális életre utalnak, ami a kürtők közvetlen közelében, a felszínen, vagy a sekély üledékben élő baktériumflórára enged következtetni. Ezek a bizonyítékok a tenger aljzatán élő hidrotermális ökoszisztémára utalnak, és az azt tápláló, a füstölőkhöz kapcsolódó bakteriális élettevékenységhez kapcsolódnak.

A zengővárkonyi fosszilis makrofauna

A nem fotoszintézis-alapú fosszilis ökoszisztémák (ide értve a hidrotermális hasadékrendszerek faunáit is) azonosításának egyik alapvető kritériuma CALLENDER & POWELL (1992) szerint a monotipikus és az átlagosnál nagyobb termetű faunaelemek megléte a fosszilis anyagban. Márpedig a zengővárkonyi brachiopoda-auna pontosan ilyen jellegzetességeket mutat (BUJTOR 2006, 2007). JÁGER ezt az érvet akként üti el, hogy: *„...brachiopoda fauna méretnövekedését is inkább egyéb tényezők okozhatták"*. A korakréta idején a két legmarkánsabb lehűlési epizód éppen a berriasi–valangini idejére esett (WEISSERT & ERBA 2004), tehát a kréta időszakot általában jellemző meleg éghajlat atipikus volt ekkor. Egy ilyen hűvös periódusban éppen az igazolná JÁGER vélekedését, ha *valóban* sekélytengeri *Lacunosella* brachiopoda-populációt vizsgálva azt látnánk, hogy azok méretnövekedést mutatnak. Szerencsére ilyen összehasonlító anyagunk van a štramberki mészkőből, amelyből NEKVASILOVÁ (1969, 1977) zátonyfáciesből írt le igen gazdag (1100 példányból álló) *Lacunosella*-faunát. Ám ezen ezres populáció átlagmérete mindössze 58%-a a zengővárkonyi *Lacunosella*-populáció átlagméretének (BUJTOR 2007, fig. 4). Ez a tény JÁGER vélekedésével ellentétes irányba mutat, hiszen a zengővárkonyi brachiopodafauna nem sekélytengeri fauna, míg a štramberki anyag zátonyfáciesű, tehát valóban sekélytengeri. Ugyanakkor megjegyzendő, hogy a Mecsekből — ugyanebből a rétegtani szintből — ismerünk valódi sekélytengeri brachiopodafaunát (VADÁSZ 1935), az azonban teljesen eltérő taxonokat tartalmaz (pl. *Crania, Thecidea, Megathyris*) és a hasonló populációkhoz képest semmilyen méretnövekedés nem jellemzi. JÁGER másik érve, hogy az alacsony földrajzi szélesség okozta a brachiopodák méretnövekedését, alátámasztás nélküli állítás és önmagában értelmezhetetlen, ezért érvként elfogadhatatlan.

A zengővárkonyi decapoda-fauna

JÁGER azt írja, hogy: *„félrevezető BUJTOR azon szakirodalmi idézete (VAN DOVER et al. 1987), miszerint „A rákok, egyedszámukat tekintve meghatározó faunaelemei a recens hasadékoknak" (értve ez alatt hidrotermás hasadékokat), mivel ezen rákok, melyekről VAN DOVER ír, valóban nagyon jellemzőek a tenger alatti hidrotermás feláramlások környékén, nem inbentosz, hanem epibentosz életmódot folytatnak, és egy egészen eltérő felépítésű és életmódú rákokat csoportosító taxonba (Brachyura alrend) tartoznak."* Állításom egyáltalán nem félrevezető, hanem igaz. JÁGER megjegyzésének akkor lett volna alapja, ha ezen állításomat csak a Bythograea taxonra szűkítve fogalmazom meg. Mint látjuk (MARTIN & HANEY 2005) legalább **33 család** 125 faját ismerjük a recens hidrotermális hasadékokból és hidegszivárgásos közösségekből, mely **közül egy a Bythograeidae család**. Sokkal inkább az a helyzet, hogy néhány hasadék-specifikus decapoda taxontól (pl. Alvinocariidae, Kiwaiidae) eltekintve, vízmélységtől függően igen gazdag és meghatározó faunaelem a decapodataxon valamennyi hidrotermális hasadékon — így a zengővárkonyin is. Ugyanakkor tény, hogy a mélytengeri hasadékok rendelkeznek specifikus, mélytengeri decapodataxonokkal (pl. Bythograeidae), ám ez nem zárja ki, hogy sekélyebb vízmélységben ne lennének egyéb taxonok ugyanolyan nagy faj- és egyedgazdagságban. Ezen túlmenően széles körben elfogadott és bizonyított (WOLFF 2005, DESBRUYERES et al. 2006, HOYOUX et al. 2009), hogy a rákfélék a puhatestűek után a legalakgazdagabb és leggyakoribb taxon a mélytengeri speciális élőhelyeken (pl. hidrotermális hasadékok, hideg-szivárgásos közösségek, bálnatetemek, elsüllyedt uszadékfa stb.).

A cephalopodák szerepe és súlya a zengővárkonyi hasadékfaunában

A recens és fosszilis hidrotermális hasadék-faunák felfedezése egyaránt a mélytengeri (2–5000 méteres vízmélység) kifejlődésekhez kötődik. Főleg fosszilis előfordulásaik felismerésében nagy segítséget jelentenek a hasadék-specifikus taxonok (pl. siboglinid férgek, alvinocariid rákok, mytiloid kagylók, neomphalid csigák). Ugyanakkor a sekélytengeri hidrotermális hasadékfaunák felismerése a fosszilis anyagból igen nehéz, mint arra TARASZOV et al. (2005) rámutatott, mert egyrészt hiányoznak a hasadékspecifikus ősmaradványok, másrészt megjelennek a — valóban — sekélytengeri élőlények (pl. „szellemrákok": Axiidae, Callianassidae). Az általam (BUJTOR 2007, p. 193) bemutatott zengővárkonyi makrofaunában az ammoniteszek 10,8%, míg a belemniteszek 4,4%-ot tesznek ki. Ez a tény igazán releváns, ugyanis ezen utóbbi lények valóban a fotikus nektonba tartoznak, s mint ilyenek, jelenlétük valóban meglepő a faunában. Ezek emellett alkalmasak korjelzésre is. Jelenleg megjelenés alatt álló munka (BUJTOR & JANSSEN in press) eredményei szerint a zengővárkonyi hidrotermális hasadékrendszer a kora-valangini idején már működött és a kora-hauterivi idején még biztosan létezett. Ám mivel itt atipikus hasadék-faunával találkozunk, sem a cephalopodák, sem ezeken belül a belemniteszek előfordulása nem meglepő — még akkor sem, ha évekkel

ezelőtt, kutatásaim kezdetén annak tűnt. Már azt is tudjuk (VOIGHT 2000), hogy a recens cephalopodák igenis felkeresik a hidrotermális hasadékrendszereket, ahol aktívan vadásznak és táplálkoznak az ott élő gazdag élelemforrásból. Ezt a *Graneledone* cf. *boreopacifica* gyomortartalmának elemzése bizonyítja, mely kizárólag a hidrotermális hasadékokról ismert csigafajok héj- és csak onnan ismert soksertéjű férgek testmaradványait tartalmazta. De ma már az is bizonyított, hogy a cephalopodák között is akadnak mélytengeri, hasadék-specifikus fajok (pl. *Vulcanoctopus hydrothermalis*: GONZÁLEZ et al. 1998). Ezek alapján egyáltalán nem meglepő, ha egy fosszilis hidrotermális hasadék faunájában cephalopodák maradványaira bukkanunk.

Az összkép

A zengővárkonyi (pontosabban Dezső Rezső-völgyi) vulkanoszediment összlet bazalt párnalávából és hialoklasztitból álló vulkáni test, amely az egykori tenger aljzatára hatolt, ott jellegzetes vánkos-szerkezetet alakítva ki. A vánkosok találkozási pontjainál jellegzetes hidrotermális kürtők épültek fel, amelyek jól dokumentáltan a párnalávák felszínére települtek. A Mecsek hegység egyéb pontjain a magmás anyag nemcsak a tengeraljzatra, hanem a laza mésziszapba is behatolt. A vulkanoszediment összlethez peperit képződése is társult, de ma ezen peperit genetikája (üledékbe hatoló, freatikus, esetleg egyéb) nem ismert.

A párnalávák hólyagindexe alapján a zengővárkonyi Dezső Rezső-völgy vulkanoszediment rétegsora 200–300 m-es vízmélységben keletkezett és ömlött a tenger aljzatára a vánkos szerkezetet felvett bazaltos magma, amely tengeraljzati aktivitás a hegység más pontjairól is jól ismert (pl. Takanyó-völgy). Ezt a mélységbecslést támasztja alá a *Lacunosella* brachiopoda taxon környezeti igénye is (KROBICKI 1994).

A mélytengeri keményfelszínen élő bythograeid decapodataxonok mellett ma már mind a recens, mind a fosszilis anyagból jól ismerjük az inbenthosz életmódú, laza üledékben lakó axiid és gebiid decapodataxonokat a hidrotermális hasadékrendszerekből, egészen a sekély (tidális öv) vízmélységektől a több száz méteres vízmélységekig. Ezért előfordulásuk, vagy akár együttes előfordulásuk nem zárható ki, bár ennek azonosítására a koprolitok nem alkalmazhatók.

Jól ismert, hogy az eltérő életmódú decapodataxonoknak a táplálkozási módtól függően átalakulhat a pylorikus struktúrája, amely a gazdaállat által hátrahagyott koprolitszemcsék különböző keresztmetszeti képében tükröződik. Az eltérő belső koprolitstruktúra alkalmas bizonyos, táplálkozási módra utaló következtetések levonására, de tökéletesen alkalmatlan taxonómiai megfeleltetésre és a recens taxonok alapján az életmódra utaló biztos következtetések levonására.

A Mecsek hegység alsó-kréta rétegsorából leírt igen gazdag rákkoprolit-fauna a világon egyedülálló diverzitású és egyedszámú. Értelmezésére különleges környezetet/ környezeteket kell feltételezni, mert csak azok biztosíthattak olyan ökológiai feltételeket, amelyekben ez a gazdag és különleges anyag keletkezett és válhatott kőzetté. Egyetértve JÁGER kritikai hozzászólásának azon állításával, hogy a vulkanoszediment összletben eltérő koprolitegyüttesek ismerhetők fel, statisztikai elemzések alapján ezen eltérő asszociációk alkalmasak önálló biofáciesek azonosítására (BUJTOR & SZINGER in press). Ezen az úton tovább haladva, **a többi mecseki alsó-kréta üledék koprolit-asszociációit statisztikailag elemezve, lehetőséget látok új eredmények felmutatására**, és mind a hidrotermális hasadékfauna, mind a sekélytengeri uszadékfa-közösségek sikeres és megnyugtató elkülönítésére.

Számomra is a kisújbányai feltárás mészkőkavicsainak eredete a legproblematikusabb eleme az ősföldrajzi rekonstrukciónak. Azonban JÁGER lejtőszögszámítás alapján levont következtetésével nem tudok egyet érteni, mert a lejtőszög önmagában nem ad magyarázatot arra, hogy a kisújbányai feltárás (aminek mészkőkavicsait JÁGER nem látta és nem vizsgálta) konglomerátum rétegének mészkőkavicsai a koprolitok mellett miért tartalmaznak csak Zengővárkonyból ismert brachiopodákat, amelyek ugyancsak az átlagosnál jóval nagyobb méretűek? Amíg erre nincs jobb magyarázat, vagy Kisújbánya közelében nem találunk újabb hidrotermális hasadékfaunát, addig továbbra is **fenntartom, hogy ezek a mészkőkavicsok zengővárkonyi eredetűek.**

Éppen JÁGER et al. (2012) mutat rá arra, hogy a Mecsek hegység egyéb pontjain feltárt koprolit-asszociációk eltérőek a zengővárkonyitól. Sőt, kritikai hozzászólásában ki is emeli: *„...Zengővárkonynál a vulkanoszediment összletben végig nyomozhatók a koprolitok, sőt az összlet felsőbb részében található ichnofauna el is tér az összlet alján található faunától”*. **Ez kulcsfontosságú felismerés**, amelyre sem itt, sem a hivatkozott cikkében (JÁGER et al. 2012) nem fordít kiemelt figyelmet, holott éppen ez a különbség alkalmas arra, hogy az eltérő ichnofosszíliák alapján az eltérő biofácieseket el lehessen különíteni és azokat megfelelő módon a helyükre illeszteni. Ez a felismerés a valódi kulcs ahhoz, hogy az elsüllyedt uszadékfákhoz kapcsolódó rákfaunát elkülönítsük a hidrotermális hasadékhoz kapcsolódó rákfaunától!

Kiegészítés

JÁGER Viktor kritikai hozzászólása számos olyan tévedést tartalmaz, illetve ismerethiányra utal, amiket mindenképpen helyre kell igazítani, ugyanis érvrendszere felállításánál ezekre hivatkozott, tényként használta fel és hibás következtetésekre jutott. Azért indokolt tehát ezekre hangsúlyt fektetni, hogy az olvasóban objektív kép alakuljon ki a JÁGER által felhasznált és hivatkozott művek valódi adattartalmáról és helyes kontextusáról.

A formafaj és biológiai faj kölcsönös megfeleltethetőségének korlátai

Amikor VIALOV (1978) felállította a Favreinidae nyomfosszília-családot, felhívta a figyelmet arra, hogy a recens, de

különösen a fosszilis koprolit-formafajok nem feleltethetők meg a recens vagy fosszilis decapodafajoknak. Pontosan ez az oka annak, hogy a Favreinidae taxont ma legfeljebb a Decapoda taxonba sorolják, de további, alacsonyabb szintű rendszertani egységhez nem sorolják be, és elemeire sem szedik szét. Ezért biztos következtetést levonni, hogy melyik koprolit nyomfosszília-faj alapján milyen rákra és annak milyen életmódjára lehet következtetni, meglehetősen zavaró, elnagyolt. Az pedig elfogadhatatlan, hogy JÁGER a mecseki kora-kréta (140–145 millió évvel ezelőtti) koprolitok gazdaszervezeteit irodalmi hivatkozásokat mellőzve, saját kutatási eredmények nélkül infraordo szinten megfelelteti a recens felsőrendű ráktaxonoknak. Az óvatosság már csak azért is indokolt, hiszen a fanerozoikumból eddig alig 100 decapoda koprolit fajt írtak le (BLAU 2000), míg a leírt fosszilis decapoda fajok száma 3 300 (DE GRAVE et al. 2009).

*A szellemrákok **koprolitjai** és járatai a Mecsek más kőzeteiben is megtalálhatók*

Fenti állítást fogalmazza meg JÁGER, amikor hivatkozik DWORSCHAK et al. (2012) munkájára. DWORSCHAK et al. (2012) valóban az Axiidea és Gebiidea infraordo szintű taxonok külső morfológiáját, anatómiáját és életmódját mutatják be igen részletesen, ide értve az ezen taxonokba sorolt fajok legkülönfélébb járatainak bemutatását is (DWORSCHAK et al. 2012, p. 167, fig. 69.31). Ám ebben (a JÁGER által is idézett) műben *egyetlen szó vagy ábra sincs arról, hogy ezen taxonok fajai milyen koprolitot hagynak hátra*, ez miként néz ki, milyen a keresztmetszete, miként azonosíthatók a fosszilis anyagban és milyen recens taxonoknak feleltethetők meg! Ez a hivatkozás tehát azt a célt szolgálja, hogy a koprolitokat kényszeresen megfeleltesse ezen két taxon fajainak.

A rákok emésztőrendszerének és fenotípusának eltérő evolúciós tempója

A rákok emésztőrendszere meglehetősen konzervatív evolúciós tempójú. Ebből következően számos decapodafaj (akár igencsak eltérő életmódú és ökológiájú) képes hasonló, vagy akár ugyanolyan koprolit nyomfossszíliát hátrahagyni. Ezek a fajok önálló biológiai fajok, gyökeresen eltérő életmódúak lehetnek, és akár merőben eltérő táplálkozást is folytathatnak, mégis gyakorlatilag ugyanolyan nyomfossszíliát hagynak hátra, mint egyéb, ugyanabba a magasabb rendszertani egységbe tartozó fajok. A jelenségre SCHWEIGERT et al. (1997) hívta fel a figyelmet, kiemelve, hogy **a fosszilis anyagból koprolitok alapján azonosítani az egykori rákot és életmódját nem megalapozott**. A rák emésztőrendszerének előbél-traktusa és azon belül is az úgynevezett pylorikus struktúra (FELGENHAUER 1992) felel a koprolit alakjának és belső szerkezetének kialakulásáért. Ekként a létrejövő koprolit és annak belső struktúrája konzervatív, és számos, egészen eltérő rendszertani helyű és életmódú decapodataxonnál ugyanaz a szerkezet figyelhető meg. Ezt támasztja alá az a tény is, hogy van olyan decapoda-koprolit nyomfosszília-faj (*Palaxius salataensis*), amelyet a karbontól a paleogénig ismerünk.

Nem csak bythograeid rákok élnek a hidrotermális hasadékrendszereken, ahonnan gazdag „szellemrák" faunákat is jól ismerünk

MARTIN & HANEY (2005) cenzusa alapján akkori ismereteink szerint mintegy 33 Decapoda-család 125 faját írták már le hidrotermális hasadékokból és hideg-szivárgásos közösségekből. Ezek között természetesen ott vannak a bythograeid taxonok, ám szerepelnek köztük szép számmal a „szellemrákok" is (pl. Axiidae, Callianassidae, Calocaridae). WOLFF (2005) elemzésében már 47 Pleocyemata alrendbe tartozó (Caridea, Anomura, Brachyura infraordo), kizárólag hidrotermális hasadékokra korlátozódó felsőrendű rákfajt említ. LIN et al. (2007) Taiwan partjainál 130–320 méteres vízmélységben felfedezett hidrotermális hasadékokból ismertetnek „szellemrákokat". Ezek a Callianassidae taxonba (Axiidea infraordo) tartoznak. Korábban TÜRKAY & SAKAI (1995) ugyancsak callianassid taxont (*Paraglypturus calderus* n.g., n.sp.) ismertet tengeri hidrotermális feláramlási zónákból, 63–114 méteres vízmélységből. Ez ismét aláhúzza, hogy a sekélytengeri hidrotermális hasadékok és feláramlások különleges faunával rendelkeznek, amelyben sok a sekélytengeri elem és hiányoznak a mélytengeri hasadékok jellemző taxonjai. Ezt a megfigyelést támasztja alá KIEL (2010) is, szintén nem fotoszintézis-alapú fosszilis életközösségek (hideg-szivárgásos faunák) elemzésével. Látható, hogy amint a fotikus öv alá érünk, mind a hideg-szivárgásos, mind a hidrotermális élőhelyeken megjelennek a csak ezekre jellemző taxonok, amelyek száma és részesedése a teljes ökoszisztémában a mélység növekedésével nő.

A növényi törmelék még nem az elsüllyedt uszadékfán megtelepült fosszilis közösség bizonyítéka

Hiba az apró növénytörmelékeket, mint amilyet JÁGER et al. (2012, fig. 25B) bemutat összekeverni az elsüllyedt uszadékfa-közösségek nyomaival. Az ott bemutatott mikroszkopikus növénytörmelék önmagában inkább csak a part közelségére utal. Az elsüllyedt uszadékfa-közösségnek *nem* ez a kritériuma (lásd: PAILLERET et al. 2007). Sokkal inkább méteres fadarabok (vagy ezek nyomai) és a hozzájuk kapcsolódó, nem csak decapoda, hanem bivalvia, annelida és egyéb élőlények maradványai. Ezek között kétségtelenül ott vannak a decapoda rákok (amelyek mélytengeri elsüllyedt uszadékfákon telepedhetnek meg), de ott vannak egyéb élőlények és azok nyomai is. HOYOUX et al. (2009) kimutatta, hogy az alapvetően dögevő életmódú galatheid rákok (pl. *Munidopsis andamanica*) sikeresen térnek át növényi törmelék fogyasztására. Mivel már PALIK (1965) felhívta a figyelmet galatheid rákantennák jelenlétére, így egyáltalán nem meglepő és nem is zárja ki, hogy a JÁGER et al. (2012) által leírt uszadékfa-közösségekben előforduló callianassid rákok

mellett galatheid rákfajok éljenek mind a hasadékokon, mind pedig a környezetükben — legyen az akár elsüllyedt uszadékfa-közösség. Ezt a lehetőséget támasztja alá az a megfigyelés, ami egyrészt FELGENHAUER (1992), másrészt HOYOUX et al. (2009) anatómiai megfigyelésein alapszik. Ezek alapján a növényevő életmódra áttérő galatheid fajoknál megfigyelhető, hogy az urocardialis struktúra dorsalis része betüremkedik, és ott olyan képletek jelennek meg, melyek a pylorikus kamrában az *Atya innocous* anatómiai képleteire hasonlítanak. Már FELGENHAUER (1992, p. 50) megállapítja, hogy a pylorikus kamra teteje az adott rák életmódjától függően módosulhat, és ettől függ a rák bélrendszerét elhagyó koprolitszemcse belső szerkezete. Érdekes megfigyelni, hogy a *Lepidophthalmus louisianensis* recens callianassid „szellemrák" faj koprolitja (FELGENHAUER 1992, fig. 9E) mennyire hasonlít a Zengővárkonyból jól ismert *Palaxius decaochetarius* nyomfosszília-faj koprolitjának keresztmetszeti képére (PANTÓ et al. 1955, PALIK 1965, BUJTOR 2012a). Ennek ellenére VIALOV (1978) és SCHWEIGERT et al. (1997) eredményeit figyelembe véve sem azonosítja senki a biológiai fajt a formafajjal. Ezt még PECKMANN et al. (2007) sem tette meg, pedig ott a rák testfosszíliával együtt vált kőzetté a koprolitszemcse.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton mondok köszönetet KONRÁD Gyulának, akinek bölcs megjegyzései és kritikai észrevételei sokat javítottak ennek az írásnak a színvonalán. A jelen íráshoz kapcsolódó kutatást a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János kutatási ösztöndíja támogatta.

Irodalom

ALIANI, S., BIANCHI, C. N., COCITO, S., DANDO, P. R., MELONI, R., MORRI, C., NIEMEYER, A., PEIRANO, A. & ZIEBIS, W. 1998: A map of seagrass meadows in Palaeochori Bay (Milos Island, Greece), a marine area with hydrothermal activity. — *Rapporti e Communicazioni internazionale Mer Méditerranéenne* **35**, 512–513.

BLAU, J. 2000: *FAVRIS — the interactive database on structured crustacean coprolites.* — http://www.uni-giessen.de/~gg13/ FAVRIS/FAVRIS.HTM [letöltés: 2012. szeptember 12.]

BLAU, J. & GRÜN, B. 1997: Late Jurassic/Early Cretaceous revised calpionellid zonal and subzonal division and correlation with ammonite and absolute time scales. — *Mineralia Slovaca* **29**, 297–300.

BUJTOR, L. 1993: Valanginian ammonite fauna from the Kisújbánya Basin (Mecsek Mts., South Hungary) and its palaeobiogeographical significance. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **181**, 103–131.

BUJTOR, L. 2006: Early Valanginian brachiopods from the Mecsek Mts (southern Hungary) and their paleobiogeographical significance. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **241**, 111–152.

BUJTOR, L. 2007: A unique Valanginian paleoenvironment at an iron-ore deposit near Zengővárkony (Mecsek Mts., South Hungary) and a possible genetic model. — *Central European Geology* **50**, 183–198.

BUJTOR, L. 2011: The Early Valanginian ammonite, brachiopod and crustacean fauna of the Mecsek Mts. and its relationships with the embryonic shallow water hydrothermal vent at Zengővárkony (Mecsek Mts., South Hungary). — *Cretaceous Research* **32**, 565–574.

BUJTOR, L. 2012a: A Valanginian crustacean microcoprolite ichnofauna from the shallow-marine hydrothermal vent site of Zengővárkony (Mecsek Mts., Hungary). — *Facies* **58/2**, 249–260.

BUJTOR L. 2012b: A mecseki alsó-kréta (valangini) hidrotermális hasadékközösség őslénytani jellege. — *Földtani Közlöny* **142/2**, 137–148.

BUJTOR, L. & JANSSEN, N. M. M. (in press): Lower Valanginian and Lower Hauterivian belemnites from a shallow marine hydrothermal vent site and adjacent facies in the Mecsek Mts. (South Hungary). — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen.*

BUJTOR L. & SZINGER, B. (in press): Micropaleontology of a shallow marine hydrothermal vent site (Lower Valanginian – Lower Hauterivian, Mecsek Mts., South Hungary). — *Marine Micropaleontology.*

CALLENDER, W. R. & POWELL, E. N. 1992: Taphonomic signature of petroleum seep assemblages on the Louisiana upper continental slope: recognition of autochtonous shell beds in the fossil record. — *Palaios* **7**, 388–408.

CORCORAN, P. L. 2000: Recognizing distinct portions of seamounts using volcanic facies analysis: examples from the Archean Slave Province, NWT, Canada. — *Precambrian Research* **101**, 237–261.

CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 209 p.

CSÁSZÁR, G. & TURNŠEK, D. 1996: Vestiges of atoll-like formations in the Lower Cretaceous of the Mecsek Mountains, Hungary. — *Cretaceous Research* **17**, 419–442.

DANDO, P. R., HUGHES, J. A. & THIERMANN, F. 1995. Preliminary observations on biological communities at shallow hydrothermal vents in the Aegean Sea. — In: PARSON, L. M., WALKER, C. L. & DIXON D. R. (eds): Hydrothermal vents and processes. *Geological Society, London, Special Publication* **87**, 303–317.

DESBRUYERES, D., HASHIMOTO, J. & FABRI, M-C. 2006: Composition and biogeography of hydrothermal vent communities in Western Pacific back-arc basins. — In: CHRISTIE, D. M. et al. (eds): Back-Arc spreading systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. *Geophysical Monograph Series* **166**, 215–234..

DWORSCHAK, P. C., FELDER, D. L. & TUDGE, C. C. 2012: Infraorders Axiidea DE SAINT LAURENT, 1979 and Gebiidea DE SAINT LAURENT, 1979 (formerly known collectively as Thalassinidea). — In: SCHAM F. R. & VAUPEL-KLEIN, J. C. von (eds): *Treatise on*

Zoology — Anatomy, Taxonomy, Biology. The Crustacea, Volume 9, Part B Eucarida: Decapoda: Astacidea (Enoplometopoidea, Nephropoidea), Glypheidea, Axiidea, Gebiidea, and Anomura. — Koninklijke Brill NV, Leiden, Boston, 109–220.

FELGENHAUER, B. E. 1992: Internal anatomy of the Decapoda: An overview. — In: HARRISON, F. W. & HUME, A. G. (eds): *Microscopic anatomy of Invertebrates Volume 10: Decapod Crustacea,* Wiley-Liss Inc., 45–75.

GONZÁLEZ, A. F., GUERRA, A., PASCUAL, S. & BRIAND, P. 1998: *Vulcanoctopus hydrothermalis* gen. et sp. nov. (Mollusca, Cephalopoda: an octopod from a deep-sea hydrothermal vent site. — *Cahiers de Biologie Marine* **39,** 169–184.

HETÉNYI R., HÁMOR G. & NAGY I. 1968: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10.000-wa sorozat, Apátvarasd.* — Magyar Állami Földtani Intézet, 55 p.

HOYOUX, C., ZBINDEN, M., SAMADI, S., GAILL, F. & COMPERE, Ph. 2009: Wood-based diet and gut microflora of a galatheid crab associated with Pacific deep-sea wood-falls. — *Marine Biology* **156,** 2421–2439.

JÁGER, V & MOLNÁR, F 2009: Lower Cretaceous continental-rift type black smoker system in the East Mecsek Mts. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesselschaft* **155,** p. 70.

JÁGER, V, MOLNÁR, V, BUCHS, D & KODERA, P. 2012: The connection between iron ore formations and „mud-shrimp" colonizations around sunken wood debris and hydrothermal sediments in a Lower Cretaceous rift basin, Mecsek Mts., Hungary. — *Earth-Science Reviews* **114/3–4,** 250–278.

KIEL, S. 2010: On the potential generality of depth-related ecologic structure in cold-seep communities: Evidence from Cenozoic and Mesozoic examples. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **295/1–2,** 245–257.

KROBICKI, M. 1994: Stratigraphic significance and paleoecology of the Tithonian-Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Studia Geologica Polonica* **106,** 89–156.

LIN, F-J., KOMAI, T. & CHAN, T-Y. 2007: A new species of callianassid shrimp (Crustacea: Decapoda: Thalassinidea) from deep-water hydrothermal vents of Taiwan. — *Proceedings of the Biological Society of Washington* **120/2,** 143–158.

MARTIN, J.W. & HANEY, T.A. 2005: Decapod crustaceans from hydrothermal vents and cold seeps: a review through 2005. — *Zoological Journal of the Linnean Society* **145,** 445–522.

MOLNÁR J. 1961: A zengővárkonyi vasérckutatás. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **94/3,** 187–194.

NAGY I. 1963: A Zengővárkonynál feltárt malm rétegösszlet mikrobiofácies-vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1961. évről,* 97–107.

NEKVASILOVÁ, O. 1969: New information on the occurrence of brachiopods at Štramberk (Stramberg), Moravia (Czechoslovakia, Upper Tithonian and Lower Cretaceous). — *Vestník ústrednyh Ústavu geologicki* **44,** 261–263.

NEKVASILOVÁ, O. 1977: Rhynchonellida (Brachiopoda) from the Lower Cretaceous of Štramberk (Czechoslovakia). — *Sborník geologickych Ved, Paleontologie* **19,** 45–77.

PAILLERET, M., HAGA, T., PETIT, P., PRIVÉ-GILL, C., SAEDLOU, N., GAILL, F. & ZBINDEN, M. 2007: Sunken wood from the Vanuatu Islands: identification of wood substrates and preliminary description of associated fauna. — *Marine Ecology* **28,** 233–241.

PALIK, P. 1965: Remains of crustacean excrement from the lower Cretaceous of Hungary. — *Micropaleontology* **11,** 98–104.

PANTÓ G., VARRÓK K. & KOPEK G. 1955: A zengővárkonyi vasérckutatás földtani eredményei. — *Földtani Közlöny* **85,** 125–144.

PECKMANN, J., SENOWBARI-DARYAN, B., BIRGEL, D. & GOEDERT, J. L. 2007: The crustacean ichnofossil *Palaxius* associated with callianassid body fossils in an Eocene methane-seep limestone, Humptulips Formation, Olympic Peninsula, Washington. — *Lethaia* **40,** 273–280.

SCHWEIGERT, G., SEEGIS, D. B., FELS, A. & LEINFELDER, R. R. 1997: New internally structured decapod microcoprolites from Germany (Late Triassic/Early Miocene), southern Spain (Early/Middle Jurassic) and Portugal (Late Jurassic): taxonomy, palaeoecology and evolutionary implications. — *Paläontologische Zeitschrift* **71,** 51–69.

SKILLING, I. P., WHITE, J. D. L. & MCPHIE, J. 2002: Peperite: a review of magma–sediment mingling. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **114,** 1–17.

SZTRÓKAY K. I. 1952: Mecseki vasércképződés. — *A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Osztályának Közleményei* **3,** 11–23.

TARASZOV, V. G., GEBRUK, A.V., MIRONOV, A. N. & MOSKALEV, L. I. 2005: Deep-sea and shallow-water hydrothermal vent communities: two different phenomena? — *Chemical Geology* **224,** 5–39.

TREJO, M. 1980: Distribucion estratigrafica de los Tintinidos mesozoicos mexicanos. — *Revista Instit. Mexicana Petrol (Mexico-City)* **12/4,** 4–13.

TÜRKAY, M. & SAKAI, K. 1995: Decapod crustaceans from a volcanic hot spring in the Marianas. — *Senckenbergiana maritima* **26/1–2,** 25–35.

VADÁSZ E. 1935: *A Mecsek hegység. Magyar tájak földtani leírása I.* — Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest 180 + xxv p.

VAN DOVER, C. L. 2000: The ecology of deep-sea hydrothermal vents. — Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 424p.

VAN DOVER, C. L., FRANKS, P. J. S. & BALLARD, R. D. 1987: Prediction of hydrothermal vent locations from distributions of brachyuran crabs. — *Limnology and Oceanography* **32,** 1006–1010.

VIALOV, O. S. 1978: Favreinidae (coprolites of Crustacea) from Turonian of the Lower Amudaria. — *Paleontologicheskyh Sbornik* **15,** 58–567.

VOIGHT, J. R. 2000: A deep-sea octopus (*Graneledone* cf. *boreopacifica*) as a shell-crushing hydrothermal vent predator. — *Journal of Zoology* **252/3,** 335–341.

WEIN Gy. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/3,** 759–768.

WEISSERT, H. & ERBA, E. 2004: Volcanism, CO_2 and palaeoclimate: a Late Jurassic – Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. — *Journal of the Geological Society, London* **161,** 1–8.

WHITE, J. D. L., MCPHIE, J. & SKILLING, I. P. 2000: Peperite: a useful genetic term. — *Bulletin of Volcanology* **62,** 65–66.

WOLFF, T. 2005: Composition and endemism of the deep-sea hydrothermal vent fauna. — *Cahiers de Biologie Marine* **46,** 97–104.

Kézirat beérkezett: 2012. 10. 04.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/4, 393–400., Budapest, 2012

HORVÁTH István



1938—2012

2012. január 27-én, 73 éves korában, rövid betegeskedés után otthonában elhunyt Horváth István geológus, a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos főmunkatársa. Sokunk kedves kollégája és barátja volt, aki kiváló természete, rendkívül sokoldalú szakmai tudása révén mindig hajlandó volt az együttműködésre, s a közös munkát mélyreható szakmai és feladatszervezési tanácsaival, kiváló szorgalmával, pontosságával mindig eredményesen segítette, s juttatta azt sikerre. A hirtelen távozása okozta hiányt, az Intézet témáinak megoldásában elsősorban vízföldtani —regionális vízföldtan, vízgeokémia — szénhidrogén-földtani, környezetvédelmi és az elkészült szinte bármely földtani tárgyú jelentés véleményezése terén fogják sokáig érezni volt munkatársai.

Horváth István 1938. május 10-én Budapesten született. Itt végezte az általános iskolát, majd utána a már korán jelentkező szakmai érdeklődésnek megfelelően a Geológiai Technikumban tanult tovább, amelyet 1952–1956 között végzett el. Ezután két évet a Pécsi Uránércbánya Vállalatnál bányageológusként dolgozott, majd 1958-ban sikeresen felvételizett az Eötvös Loránd Tudományegyetemen, s ott 1963 júliusában kapott geológus diplomát. Családjában ő volt az első, aki diplomát szerzett.

Ezután visszatért a Pécsi Uránércbánya Vállalathoz, s ott a Kísérleti Kutatási Üzem Ásvány–Kőzettani Laboratóriumában a permi uránércesedés speciális genetikai kérdéseinek vizsgálatában, majd a dunántúli eocén és oligocén képződmények hasadóanyag-prognózisának elkészítésében vett részt.

1965–1967-ben a Kutató–Mélyfúró Üzem keretei között tevékenykedő ún. Pesti Csoportnál dolgozott. Itt előbb a Budaihegység korábban megismert tórium-ércesedését vizsgálta, majd a Börzsöny-hegységben légi felderítéssel talált uránanomália földi azonosításán és értékelésén dolgozott.

1968-ban csatlakozott az I. Mongol–Magyar Földtani Expedícióhoz, amely Kelet-Mongólia 1:200 000-es földtani térképezését végezte. Itt ismerkedett meg az orosz geológusok által alkalmazott magas színvonalú geológiai alaptevékenységgel, amelynek a fő feladata a terület földtani képének és ásványi nyersanyagainak felderítése volt. Részt vett itt az arid területeken alapvető kutatási módszernek számító rendszeres légifénykép-értékelésben, a képződmények helyszíni azonosításában, a terület földtani képződményeinek ásvány–kőzettani, geokémiai és tektonikai-fejlődéstörténeti jellemzésében.

Kiváló szakmai helytállásának bizonyítékaként az 1970-ben induló és munkáját 1971 szeptemberében befejező II. Mongol–Magyar Földtani Expedíció főmérnöke lett, ami a 15 fős geológus–geofizikus csoport szakmai munkájának megszervezését, a feladatok személyekre való lebontását, az elvégzett munkák ellenőrzését jelentette. Részt vett a jelentés megírásában is a terület permnél idősebb képződményeinek jellemzésével. Majd 1971 nyarán már a Magyar Állami Földtani Intézet állományában a következő, a III. Mongol–Magyar Térképező Csoport terepi munkáját is ő szervezte meg, és tanította be annak jórészt tapasztalatlan fiataljait az 1:200 000-es kelet-mongóliai térképezési munka elvégzésére. Így Mongóliában összességében véve közel dunántúlnyi terület földtani térképezésében vett részt, s ennek mintegy negyedén lényegében ő volt a szakmai munka irányítója. Tapasztalatainak megfelelően 1993–1994-ben részt vett a magyar földtani-geofizikai szakemberek mongóliai tevékenységéről készült publikációk összeállításában.

Itteni szakmai tevékenységének tényszerű elismerését jelentette, hogy a feldolgozott területen talált Cu, Sn és W lelőhelyek hasznosításáról készített ipari jelentést vele bíráltatták el 1974-ben.

A Magyar Állami Földtani Intézetben 1972-ben kezdte meg munkáját, s itt dolgozott csoportvezető, osztályvezető, főosztályvezetőként, majd 1995 után a Vízföldtani osztályon tudományos főmunkatársként nyugdíjba meneteléig (2007. december 1.), sőt még azután is 2011 végéig.

Bár HORVÁTH Pista eddig itthon és Mongóliában is elsősorban idős üledékes, illetve magmás kőzetekből felépített hegyvidéki területeken dolgozott, 1972 januárjában mégis az Intézet Síkvidéki osztályára osztották be. Megtréfálta a döntéshozókat! Az osztályon folyó 1:100 000-es térképezési–térképszerkesztési munkába bevetette a Mongóliában tanult rendszeres légifénykép-értékelési módszert, amelynek a segítségével fiatal képződmények fejlődéstörténetének nyomozásában elért sikerei feltűnést és elismerést váltottak ki. 1980-ig dolgozott a Síkvidéki osztályon. Az ebben az időben szerkesztett alföldi 100 000-es földtani térképek és magyarázó szövegeik megszületésében neki is érdemi része volt.

1976-ban a Központi Földtani Hivatal a Földtani Kutatás kiváló dolgozója kitüntetést adományozta számára.

Sokoldalúsága következtében került be a nagy reményekkel kecsegtető mányi eocén barnakőszén-terület tektonikai térképének megszerkesztésével megbízott alkalmi szakértői csoportba, mert az első olvasatban korábban készült térképet a bányászati munkálatok megkezdéséhez a felhasználók alkalmatlannak találták. A térkép 1978–1979-ben készült el, a melyet a bányászati munkálatoknál is felhasználtak.

Már a hetvenes évek elején a KGST Földtani Bizottsága határozata alapján előtérbe kerültek az ország szénhidrogén-prognosztikus munkálatai. Horváth Pista alföldi térképszerkesztési munkálatai révén 1973-ban és 1974-ben eredményesen működött közre a Síkvidéki Osztályra kirótt feladat, a ceglédi, majd a törteli terület szénhidrogén-földtani értékelésében.

Ennek nyomán figyeltek fel adottságaira, eredményes tapasztalatszerzésére, és így kinevezték a Dunántúli-középhegység és a Mecsek–Villányi-terület szénhidrogén-földtani viszonyainak, prognózisának felderítésére szervezett csoport vezetőjének. Az úttörő jellegű munkát 1981–1984 között kiválóan végezték el, és jelentésük például szolgál azóta is minden hazai hasonló témájú feladat megoldásához. Egyidejűleg 1979-ig az Intézet tudományos titkári feladatait is ellátta.

Bár HORVÁTH Pista „hivatalos" szénhidrogén-prognosztikus tevékenysége ezzel tulajdonképpen befejeződött, mégis még 1994-ben is eredményesen vett részt olyan izgalmas témák kidolgozásában, mint a földgázprognózis térfogatgenetikai módszerének tökéletesítése, a Pannon-medence üledékeinek éréstörténete és a metán-migráció ezzel való összefüggése, továbbá a felszín alatti vizek gáztartalma kialakulásának törvényszerűségei.

Ezzel lényegében egyidejűleg jelentős részt vállalt a hazai érckutatások általános programjainak kidolgozásában. Ennek nyomán került sor hegyvidéki területeink patakhordalékainak rendszeres vizsgálatára, a Tokaji-hegység vulkáni képződményeinek sokoldalú, elsősorban Au- és Hg-ra irányuló geokémiai felmérésére, és ezzel párhuzamosan kezdték meg a karbon gránit és eocén andezit alkotta Velencei–hegység részletes földtani térképezését. A Velencei Térképező Csoport vezetésével HORVÁTH Pistát bízták meg, s a munkát 1978–2004 között sikeresen befejezték. Megjelent a hegység 1:25 000-es földtani térképe a hozzátartozó, az Intézet Tájegységi térképmagyarázó sorozatában közreadott magyarázóval együtt. Ezen kívül mintegy 15 db, elsősorban magyar, de részben angol nyelvű publikációban ismertették itthon, és külföldi konferenciákon is a több, mint 25 éves céltudatos munka fő eredményeit és a térképezés során felismert szakmai csemegéket. Ilyenek a karbonatit-telérek, az intruzív breccsák, az eocén vulkanizmus okozta kőzetelváltozások, az alkáli ultrabázisos telérkőzetek, a devon korú karbonátos kontakt-kőzetek, az alunit-, pirofillit- és barit-előfordulások, valamint a nadapi Au-indikációk. Horváth Pista közreműködésével 1999-ben jelölték ki a cseppfolyós gázok felszínalatti elhelyezésére alkalmas nadapi területet.

A velencei-hegységi terepmunkák befejezése után Pistát kinevezték az Intézet Geokémiai és Kémiai osztályának vezetőjévé. Itt két fontos országos programot vezetett. Az egyik a kvarter folyóvízi hordalékok toxikus és nem toxikus nyomelemeinek eloszlását, területi változékonyságát bemutató kép kialakítását, a másik a hegyvidéki területek patakhordalékai begyűjtésével és nyomelemvizsgálatával a hazai ércprognózis előkészítését célozta.

Még javában folyt a Velencei-hegység feldolgozása és az eredmények értékelése, amikor a Magyar Állami Földtani Intézet megkapta a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló telephely kialakításának földtani előkészítésére szóló megbízást. Az 1995–2010 között sikeresen megoldott feladatnak HORVÁTH Pista már a program szintű megfogalmazásában — 1990–1995-ig, már, mint az Anyagvizsgálati Főosztály vezetője — is jelentős részt vállalt, majd nem-csak a végül is megfelelőnek ítélt bátaapáti–üveghutai, hanem a megelőző vizsgálatok alapján elvetett udvari és diósberényi terület hidrogeológiai, hidrogeokémiai értékelése is az ő feladatává vált. Ennek keretében részt vett a hidrogeológiai viszonyok részletes tér- és időbeli vizsgálati rendszerének megtervezésében, döntő részt vállalt a vízkémiai adatok gyűjtésében és értékelésében, továbbá az eredményekről született jelentések hidrogeokémiai részének elkészítésében.

Ezen túlmenően a nagyaktivitású radioaktív hulladék végleges elhelyezésére kijelölt nyugati–mecseki Bodai Aleurolit Formáció, továbbá a már működő, de bővítendő borsosberényi (Nógrád m.) terület hidrogeológiai jellemzésénél is igénybe vették szakértelmét.

Bátaapátiban a hidrogeológiai munkálatokon túl részt vett a nagyszámú mélyfúrás adatainak földtani értékelésében, és a gránitot fedő löszformáció sokoldalú jellemzésében. Irányította a laboratórium kőzetvizsgálatokat és nyilvántartást vezetett az eredményeikről.

Az üveghuta–bátaapáti radioaktív hulladék elhelyezésének hidrogeológiai előkészítése érdekében bevezetett vizsgálati rendszer és annak eredményei nagy elismerést váltottak ki a szakma vezető szakemberei körében. Egyik beszámolója után javasolták Pistának, hogy adja be ezt az anyagát MTA doktori disszertációnak.

A bátaapáti területet, illetve annak egyes részleteit bemutató publikációk jelentős részében szerzőtárs volt, s mindig érdemben járult hozzá a dolgozatok mondanivalójának megfogalmazásához.

Teljes átfedésben a bátaapáti munkálatokkal HORVÁTH Pista magára vállalta a hazai felszín alatti vizek sokoldalú geokémiai vizsgálatát célzó intézeti téma vezetését is. 1994–2010 között mintegy 50 db ilyen tárgyú jelentés született. Ezek közül csak nyolc darab jelent meg nyomtatásban. Az egyes hazai földtani régiók föld alatti vizeinek geokémiai jellemzésén túl, amely ezek felhasználásának távlati tervezéséhez elengedhetetlenül szükséges, jelentős, közvetlen gyakorlati szempontú eredmények is születtek a keze nyomán. Ezek közül talán első helyen érdemel említést a nemzetközi szempontból is kényes helyzetű Szigetköz vízföldtani és környezeti monitoringrendszerének kialakítása, amelyet Tóth György kollégájával közösen végeztek el, továbbá a másfél évtizeden át (1994–2008) rendszeresen gyűjtött adatok vízkémiai részének értékelése, amely elsősorban HORVÁTH Pista érdeme.

Érdemi része volt a hazai arzénes vizek elterjedési és keletkezési törvényszerűségeinek kidolgozásában, továbbá az országhatárokon átnyúló víztesteknek a szomszédos országok szakembereivel való közös jellemzésében.

Sokoldalú ismeretei alapján Horváth Pista bekerült a Dunántúli-középhegység bányászati karsztvízsüllyesztési problémáit elemző szakértői csoportba. A karsztvizek megvédésére született döntést az általuk készített jelentés alapozta meg.

HORVÁTH Pista 1972–2010 között mintegy 15 alkalommal volt néhány napos külföldi tanulmányúton. Ezek mindig egy-egy aktuális közös feladat megoldását segítették elő, vagy a figyelemreméltó eredmények külföldi bemutatását, megvitatását célozták. Elsősorban szomszédainkhoz (Csehszlovákia, Jugoszlávia, Szovjetunió), kivételesen Finnországba küldték ki.

Áttekintve HORVÁTH Pista szakmai tevékenységének és rendkívül értékes eredményeinek hatalmas méreteit, óhatatlanul felmerül, hogy miért nem haladt ezeknek megfelelően előre a virtuális tudományos ranglétrán. Igaz messzemenően kivívta kollégáinak szakmai elismerését, és vitathatatlan tekintély volt szokatlanul széles körben, amit nem csak szakmai képzettségének, hanem egyéb magasfokú természettudományi, társadalomtudományi és általános műveltségének következménye volt. Azonban tudományos címeket nem szerzett. Egyértelmű, hogy miért nem! Ugyanis egyrészt többre értékelte a szakmai eredményeket, s ezek megszerzésére hajtotta a tudományos kíváncsiság, másrészt tudván, hogy a rábízott feladatokat kiválóan meg tudja oldani, mindig másfél–két embernek is sok munkával terhelték le. Pedig 8–10 db olyan publikált vagy adattári jelentése is van, amelyből viszonylag csekély átalakítással sikeresen vehette volna az akadályokat az egyetemen és az Akadémián is.

Horváth Pista mindig csapatban dolgozott, ahol azonban ő volt a Mester, a többiek pedig a Tanítványok, és így együtt szolgálták az adott Feladat megoldását. A feladatok pedig óriásiak voltak: el kellett végezni az országos és regionális geokémiai térképezést, ki kellett alakítani a radioaktív hulladék biztonságos elhelyezését megalapozó kutatásokat, az áramlási rendszerek regionális, szerves és szervetlen vízgeokémiai értékelését, a talajvizek és rétegvizek állapotértékelését.

Mindezen közben Horváth Pista munkatársaival kialakította azt a hidrogeológiai műhelyt, mely egységes rendszerben vizsgálja a felszín alatti vizeket az akkreditált mintavételektől, a rendszeres és kiegészítő kémiai és mennyiségi monitoring vizsgálatokon keresztül az áramlási transzport- valamint víz–kőzet kölcsönhatás modellezésekig.

Horváth Pista mindig bőséggel, önzetlenül osztotta meg tudását szakdolgozó, doktoráló, vagy publikáló fiatal és idősebb kollégáival egyaránt. Kiváló emberi tulajdonságai miatt kortól, végzettségtől, szakterülettől függetlenül mindenki szeretett Vele együtt dolgozni, és mindenki nagyon sokat tanult Tőle.

Fejet hajtva nagy szakmai és emberi teljesítményed előtt, búcsúzunk tőled, Pista. Munkád eredményei szorosan beépülnek társadalmunk gazdasági alapjába, s így hosszú időre megőrzik emlékedet.

HORVÁTH István szakirodalmi tevékenysége

Áttekintve Horváth István szakirodalmi tevékenységét elsősorban az a szembetűnő, hogy nem erőltette publikációi számának növelését, bár azok mennyisége így is elérte az 69 db-ot. A fontos munkáit megjelentette, de az általa kevésbé lényegesnek ítéltek az adattárban kéziratban maradtak. Ezek száma 220 körüli.

HORVÁTH István nyomtatásban megjelent munkái

HORVÁTH I. & ÓDOR L. 1975: A légifényképek segítségével elkülönített földtani területegységek. — *Az Alföld földtani atlasza. — Tiszafüred.* MÁFI, Bp. 1975.

HORVÁTH, I. & ÓDOR, L. 1976: Geological and hydrogeological features of the meander belt and fluviatile cycle of the river Tisza (Hungary). — *International Hydrogeological Conference (IAH–AIH) — Hydrology of Great Sedimentary Basins. Abstracts, Budapest. 1976,* 89–92.

HORVÁTH I. & ÓDOR L. 1976: A tiszafüredi 100 000-es térképlap légifénykép-anyagának földtani értékelése (in Hungarian with English abstract: Geological interpretation of aerial photographs from the Tiszafüred 1:100 000 sheet area [Great Hungarian Plan]). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973-ról,* 115–123.

HORVÁTH I. & ÓDOR L. 1977: A Tisza meanderövének és üledékciklusának néhány földtani jellegzetessége (in Hungarian with English abstract: Some geological characteristics of the meander belt and sedimentary cycle of the Tisza river). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1975-ről,* 113–126.

HORVÁTH I., ÓDOR L., DUDKO A., DARIDÁNÉ TICHY M. & BIHARI D. 1981: A Dunántúli-középhegység és környéke szénhidrogén-földtani vizsgálata (in Hungarian with English abstract: Hydrocarbon geological monitoring of the Transdanubian Central Mountains region [West Hungary]). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1979-ről,* 267–282.

HORVÁTH I., ÓDOR L., DUDKO A., DARIDÁNÉ TICHY M. & BIHARI D. 1982: A Mecsek–Villányi-hegység és környéke szénhidrogén-földtani értékelése (in Hungarian with English abstract: Hydrocarbon-geological appraisal of the Mecsek and Villány Mountains region [S Hungary]). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról,* 229–242.

HORVÁTH I. 1983: A Velencei-hegység–Balatonfő földtani előkutatási programja és eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről,* 41–44.

ÓDOR L., DARIDÁNÉ TICHY M., GYALOG L. & HORVÁTH I. 1983: Intruzív breccsák a Velencei-hegység északkeleti részén (in Hungarian with English abstract: Intrusive breccias from the northeastern Velence Mountains). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről,* 389–411.

HORVÁTH I., DARIDÁNÉ TICHY M. & ÓDOR L. 1983: Magnezittartalmú dolomitos karbonatit (beforszit) telérkőzet a Velencei-hegységből (in Hungarian with English abstract: Magnesitiferous dolomitic carbonatit [beforsite] dyke rock from the Velence Mountains). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről,* 369–388.

DARIDÁNÉ TICHY M., HORVÁTH I., FARKAS L. & FÖLDVÁRI M. 1984: Az andezitmagmatizmushoz kapcsolódó kőzetelváltozások a Velencei-hegység keleti részén. (in Hungarian with English abstract: Rock alteration of andesitic magmatites on the eastern margin of the Velence Mts). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről,* 271–288.

HORVÁTH, I. & ÓDOR, L. 1984: Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). — *Mineralia Slovacka* **16/1,** 115–119.

HORVÁTH I. 1985: Beszámoló a Velencei-hegység–Balatonfő földtani–ércföldtani kutatás helyzetéről. (in Hungarian with English abstract: Report on progress in the geological and metallogenic survey of the Velence Mountains – Balatonfő area). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1983-ról,* 37–42.

HORVÁTH, I., DUDKO, A., ÓDOR, L., BÉRCZI, J. & DOBOSSY, G. 1985: Alkaline ultrabasic rocks in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). — *Proceeding reports of the XIIIth Congress of Carpatho–Balkan Geological Association 1985. part I, Sect. 3, Magmatism and Metamorphism. Poland, Cracow. Sept. 5–10,* 376–377.

DUDKO A., MAJKUT T., DARIDÁNÉ TICHY M. & STOMFAI R. 1987: A Kelet-velencei paleovulkán szerkezete. — *Általános Földtani Szemle* **24,** 135–148.

HORVÁTH, I., ÓDOR, L. & DUDKO, A. 1987: Upper Cretaceous lamprophyres in the Transdanubian Mts. (Hungary). — *5th Meeting of European Geological Societies "Orogeny, Magmatism and Metallogeny in Europe". Dubrovnik, 1987.* p. 44.

HORVÁTH, I., ÓDOR, L. & Ó. KOVÁCS, L. 1987: Upper Carboniferous granitic magmatism and its metallogenetic evaluation. — *5th Meeting of European Geological Societies "Orogeny, Magmatism and Metallogeny in Europe". Dubrovnik, 1987.* p. 43.

DOBOSI, G. & HORVÁTH, I. 1988: High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains, Hungary. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen* **158/3,** 241–256.

HORVÁTH I. & ÓDOR L. 1989: A Polgárdi Mészkő Formáció kontakt-metamorf és metaszomatikus jelenségei (in Hungarian with English abstract: Contact metamorphic and metasomatic phenomena in the Polgárdi Limestone Formation [Transdanubia, Hungary]). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről,* 137–143.

HORVÁTH I., ÓDOR L. & Ó. KOVÁCS L. 1989: A Velencei-hegységi gránit metallogéniai sajátosságai (in Hungarian with English abstract: Metallogenic features of the Velence Mts. granitoids). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről,* 349–366.

VETŐ, I., Ó. KOVÁCS, L., HORVÁTH, I. & ÓDOR, L. 1989: Effect of Maturation History and Dissolution of Methane on Gas Migration in an Originally Lean Molasse Basin — Computer Modeling for Pannonian Basin. — *AAPG Rocky Mountain Section Meeting, Oct. 1–4. 1989. Albuqueque, New Mexico, Abstracts.* — *AAPG Bulletin* **73/9,** p. 1162.

DUDKO A., HORVÁTH I., KIRÁLY E., MAJKUTH T. & STOMFAI R. 1989a: Új adatok a Balatonfő–Velencei-hegység délnyugati előterének szerkezetéről. — *Általános Földtani Szemle* **24,** 127–134.

HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI GY., MAJOROS GY., PEREGI ZS., RAINCSÁK GY., SOLTI G., TÓTH Á. & TÓTH GY. 1990: *A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez, 1:50 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest, 119 p.

Ó. KOVÁCS, L., HARTIKAINEN, A., ÓDOR, L., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1991: Regional geochemical survey in the Tokaj Mts, Hungary. — *Abstract of ISCAG, Beijing, China, 1991,* 380–382.

HARTIKAINEN, A., HORVÁTH, I., ÓDOR, L., Ó. KOVÁCS, L. & CSONGRÁDI, J. 1992: Regional multimedia geochemical exploration for Au in the Tokaj Mountains, northeast Hungary. — *Applied Geochemistry* **7/6,** 533–547.

ÓDOR, L., CSALAGOVITS, I. & HORVÁTH, I. 1992: The relationship between geological setting and toxic elements enrichments of natural origin in Hungary. — *International Symposium on Environmental Contamination in Central and Eastern Europe., Symposium Proceedings., Budapest '92,* 51–53.

Ó. KOVÁCS, L., VETŐ, I., HORVÁTH, I. & ÓDOR, L. 1992: Computer modelling for methane generation and migration (in English with Hungarian abstract: A metán-keletkezés és -migráció számítógépes modellezése). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről,* 573–586.

HARTIKAINEN, A., ÓDOR, L., HORVÁTH, I., Ó. KOVÁCS, L. & FÜGEDI, U. 1994: Regional geochemical survey of the Tokaj Mountains, Northeast Hungary. — *Report of Investigation No. 120, Geological Survey of Finland, Espoo 1993,* 1–32.

HORVÁTH I., ÓDOR L., FÜGEDI U. & HARTIKAINEN A. 1994: Aranyindikációk a Tokaji-hegységi geokémiai érckutatásban (in Hungarian with English abstract: Gold indication in the regional-scale geochemical survey of the Tokaj Mts. [Hungary]). — *Földtani Kutatás* **123/4,** 363–378.

HORVÁTH I. 1996: A Budakeszi Pikrit Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai egységei. Kréta.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 76–77.

HORVÁTH I. 1996: A felszín alatti vizek geokémiai vizsgálata (in Hungarian with English abstract: Geochemical investigation of groundwaters). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1992–1993/1,* 81–85.

HORVÁTH I. 1996: A tokaji-hegységi aranykutatás (in Hungarian with English abstract: Gold prospecting in the Tokaj Mountains). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/1,* 85–86.

HORVÁTH I. 1996: Geokémiai program (in Hungarian with English abstract: Geochemical survey program). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/1,* 79–81.

ÓDOR, L., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1996: Low-density Geochemical Survey of Hungary. — *Volume of Abstracts, Environmental Geochemical Baseline Mapping in Europe Conference, May 21–24, 1996, Spisska Nova Ves, Slovakia,* 53–57.

HORVÁTH, I. 1997: Hidrogeochemical investigation in the Tolna Hills area (in English with Hungarian abstract: Vízgeokémiai vizsgálatok tolnai dombvidéki területeken). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/2,* 271–280.

ÓDOR L., HORVÁTH I. & FÜGEDI U. 1997: Az arany és ezüst geokémiai háttérértékei az ártéri üledékek alapján. — *Földtani Kutatás* **34/1,** 13–17.

ÓDOR, L., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1997: Low-density geochemical mapping in Hungary. — *Journal of Geochemical Exploration* **60,** 55–66.

ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1997: Mobilization and Attenuation of Metals Downstream of a Base-Metal Mining Site in the Mátra Mountains, North eastern Hungary. — In: WANTY, R. B., MARSH, S. P. & GOUGH, L. P. (eds): *4th International Symposium on Environmental Geochemistry Proceedings: U.S. Geological Survey Open-File Report OF97-496,* 100 p.

ÓDOR L., HORVÁTH I. & FÜGEDI U. 1997: Észak-Magyarország nemesfém perspektivái a patakhordalékok geokémiai felvétele alapján. — *Földtani Kutatás* **34/2,** 9–12.

TÓTH GY., GONDÁRNÉ SŐREGI K., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I., NÁDOR A. & SZŐCS T. 1997: Az udvari és diósberényi kutatási terület hidrogeológiai viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/2,* 231–253.

JÁMBOR Á., HORVÁTH I. & ZSILLE A. 1998: Beszámoló a II. mongol–magyar földtani térképező expedíció (1970–1971) tevékenységéről. — *Földtani Kutatás* **35/2,** 23–26.

KORPÁS L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., HÁMOR G., ÓDOR L., HORVÁTH I., FÜGEDI U. & HARANGI SZ. 1998: *Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez (1:50 000).* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 179 p.

ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1998: Mobilization and Attenuation of Metals Downstream of a Base-Metal Mining Site in the Mátra Mountains, North-eastern Hungary. — *Journal of Geochemical Exploration* **65,** 47–60.

ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1998: Environmental Signatures of Mineral deposits and Hydrothermal Alterations in Northeastern Hungary — a Case Study. — In: Deposit and Geoenvironmental Models for Resource Exploration and Environmental Security. *NATO Advanced Study Institute, September 6–18, 1998, Mártaháza, Hungary, Abstracts,* 29–30.

VETŐ I., KLOPP Á., HORVÁTH I., KÁRPÁTI Z. & TÓTH GY. 1998: A szervesanyag éréstermékei az alföldi termálvizekben, előzetes értékelés. — *Hidrológiai Közlöny* **78/4,** 240–246.

ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1999: Environmental Signatures of mineral deposits and areas of regional hydrothermal alteration in North-eastern Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **24,** 107–139.

GYALOG L. & HORVÁTH I. 2000: *A Velencei-hegység földtani térképe, 1:25 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.

HORVÁTH I., SZŐCS T., FÜGEDI U., FÓRIZS I. & MOLNÁR P. 2003: Budapest hóvizsgálata (in Hungarian with English abstract: Snow analyses at Budapest). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2000–2001,* 65–73.

ÓDOR L. & HORVÁTH I. 2003: Elemeloszlás és környezeti állapot a geokémiai térképezés tükrében. In: GLATZ F. (szerk.): *Magyarország az ezredfordulón, Stratégiai tanulmányok a Magyar Tudományos Akadémián, Műhelytanulmányok: Anyagáramlások és hatásaik a természetben.* Budapest 2003. MTA Társadalomkutató Központ, 151–189.

BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY. & MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bátaapáti (Üveghuta) Site (in English with Hungarian abstract: A Bátaapáti [Üveghutai]-telephely vízföldtani képe). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003-ról,* 449–472.

GYALOG L. & HORVÁTH I. 2004: *A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez és a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 316 p.

HORVÁTH, I., SZŐCS, T., TÓTH, GY., MURÁTI, J. & ROTÁR–SZALKAI, Á. 2004: Hydrogeochemistry and water ages at the Bátaapáti (Üveghuta) Site (in English with Hungarian abstract: A vízgeokémia és a vízkorok alakulása a Bátaapáti [Üveghutai]-telephelyen). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003-ról,* 427–448.

ROTÁR–SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZŐCS, T. & TÓTH, GY. 2004: Recharge and discharge conditions in the north-eastern Mórágy Block (in English with Hungarian abstract: Utánpótlási és megcsapolási viszonyok a Mórágyi-rög ÉK-i részén). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003-ról,* 407–427.

ROTÁR–SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZŐCS, T. & TÓTH, GY. 2004: Hydrogeological monitoring network at the Bátaapáti (Üveghuta) Site (in English with Hungarian abstract: Vízföldtani megfigyelő-hálózat a Bátaapáti [Üveghutai]-telephelyen). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003-ról,* 219–237.

FÜGEDI U., HORVÁTH I. & ÓDOR L. 2006: Geokémiai háttér és a természetes eredetű környezeti terhelés Magyarország felszíni képződményeiben. — In: SZENDREI G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota.* MTA Földtudományok Osztálya, Budapest 2006, 11–23.

FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L., HORVÁTH I. & VATAI J. 2008: A mészfelhalmozódás földtani okai Közép-Magyarország talajaiban. — *Agrokémia és Talajtan* **57/2,** 239–260.

HORVÁTH É., BARTHA A., BERTALAN É., BALLÓK M., SZŐCS T. & HORVÁTH I. 2008: Analitikai módszerek fejlesztése talajvizek arzéntartalmának és arzénmódosulatainak meghatározására. — *51. Magyar Spektrokémiai Vándorgyűlés, Nyíregyháza, 30/06/2008–02/07/2008. Konferenciakiadvány,* 111–114.

SZŐCS, T., HORVÁTH, I., BARTHA, A., BERTALAN, É., BALLÓK, M. & HORVÁTH, E. 2008: Speciation studies in understanding high As-content in ground water. — *Mineralogical Magazine* **72/1,** 507–511.

SZŐCS, T., HORVÁTH, I., BARTHA, A., BERTALAN, É., TÓTH, GY., BALLÓK, M. & HORVÁTH, É. 2008: Genesis of the high arsenic content of shallow groundwater in young basins. — *36th IAH Congress, Toyama, Japan, 26/10/2008–01/11/2008, Proceeding,* 220–227.

SZŐCS, T., HORVÁTH, I., BARTHA, A., BERTALAN, É., TÓTH, GY., BALLÓK, M. & HORVÁTH, É. 2008: High arsenic content of shallow groundwater in young basins. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72** (12S). Special Supplement. (*Awards Ceremony Speeches and Abstracts of the 18th Annual V. M. Goldschmidt Conference, Vancouver, Canada, July, 2008*), p. A923.

SZŐCS T., HORVÁTH I., BARTHA A., KORDIK, J., MICHALKO, J., BODIS, D. & SLANINKA, I. 2008: Magyar–szlovák felszín alatti víztestek értékelése a vízgyűjtő-gazdálkodás támogatására (ENWAT). Víz-geokémiai felmérés és vízminőség értékelés. — *FAV Konferencia, Balatonfüred, 25–26/03/2008.*

SZŐCS, T., TÓTH, GY. & HORVÁTH, I. 2008: Using stable isotope data to characterise flow systems in the Pannonian Basin, Hungary. — In: REFSGAARD, J. C., KOVAR, K., HAARDER, E. & NYGAARD, E. (eds.): Calibration and Reliability in Groundwater Modelling: Credibility of Modelling. IAHS Press, Wallingford, Oxfordshire. — *IAHS Publication* **320,** 131–136.

BALLA, Z. & HORVÁTH, I. 2009: Loess accumulation and valley development on the Mórágy Block [South Transdanubia, Hungary] (in English with Hungarian abstract: Löszfelhalmozódás és völgyképződés a Mórágyi-rögön). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2009-ről,* 127–141, 143–147.

HORVÁTH I. 2009: Az Udvari Lösz Formációcsoport rétegtani egységeinek párhuzamosítása a nemzetközi skálákkal (Correlation of the stratigraphic units of the Udvari Loess Group with international standards). — In: BALLA Z., GYALOG L. 2009: *A Mórágyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórágyi-rög északkeleti részének földtani térképsorozatához (1:10 000). (Geology of the northeastern part of the Mórágy Block. Explanatory notes as to the geological map–series of the north-eastern part of the Mórágy Block [1:10 000]).* — Magyarország tájegységi térképsorozata (Regional map–series of Hungary), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 14. ábra, (Figure 14).

MINDA, M., TÓTH, GY., HORVÁTH, I., BARNET, I., HÁMORI, K. & TÓTH, E. 2009: Indoor radon mapping and its relation to geology in Hungary. — *Environmental Geology* **57/3,** 601–609.

SZŐCS, T., HORVÁTH, I., BARTHA, A., BERTALAN, É., TÓTH, GY., BALLÓK, M., BITSKEY, J. & JUDÁK ANTUNOVITS, R. 2009: Arsenic in shallow groundwater in evaporation zones. — *8th IAHS Scientific Assembly — 37th IAH Congress, Hyderabad, India, 06–12/09/2009.* CD.

FEKETE J., SAJGÓ CS., HORVÁTH I. & KÁRPÁTI Z. 2010: Hévizeink szerves és szervetlen fáciese. — In: PÁL-MOLNÁR E. (szerk.): *Medencefejlődés és geológiai erőforrások. Víz, szénhidrogén, geotermikus energia. — A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Szeged, 20–22/05/2010.* GeoLitera, Szeged, 56–58.

SAJGÓ CS., KÁRPÁTI Z., HORVÁTH I., FEKETE J., KOVÁCS K., TOMBÁCZ E., BRUKNER–WEIN A. & VETŐ I. 2010: Hévizeink oldott szerves alkotói: eredetük és jelentőségük. — In: PÁL-MOLNÁR E. (szerk.): *Medencefejlődés és geológiai erőforrások. Víz, szénhidrogén, geotermikus energia. — A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Szeged, 20–22/05/2010.* GeoLitera, Szeged, 96–98.

SZŐCS, T., HORVÁTH, I., BARTHA, A., BERTALAN, É., TÓTH, GY. & BALLÓK, M. 2010: Arsenic speciation and mobility in shallow groundwater: An example from Hungary. — In: BIRKLE, P. & TORRES ALVARADO, I. S. (eds): *Water–Rock Interaction XIII [13th International Symposium on Water–Rock Interaction (WRI–13), Guanajuato, Mexico, 16–20/08/2010.]* Taylor & Francis Group, London, 307–310.

SZŐCS, T., KORDIK, J., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BARTHA, A., SLANINKA, I., RAPANT, S., BODIS, D., NOVÁK, B. & REPKOVA, R. 2010: Hydrogeochemical evaluation of three transboundary groundwater bodies in the Ipoly/Ipel' Valley, Aggtelek–Slovak Karst and Bodrog Basin Regions of Hungary and Slovakia. Enwat (Interreg IIIA) project. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2008-ról,* 167–186.

JÁMBOR Áron, TÓTH György

KŐVÁRINÉ GULYÁS Erzsébet



1956–2010

Tagtársunk, KŐVÁRINÉ GULYÁS Erzsébet 2010. szeptember 10-én tragikus körülmények között életét vesztette. A tényt két év után is nehéz tudomásul venni, elfogadni.

Szakmai tanulmányait az ELTE TTK Geológus szakán kezdte 1974-ben. Már itt kitűnt kiváló szervezőképességével, amelyet élete végéig megőrzött. Az évfolyam társasági életének motorja, majd a végzett hallgatók összetartója volt. Ha alkalom akadt, évfolyamtársainak gyakran szervezett találkozót, szinte mindig tudta, hogy kit hova sodort az élet.

1979-ben végzett okleveles geológusként. Első munkahelye a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) lett — ahol már hallgatóként is — dr. HAJÓS Márta mellett kezdte szárnyait bontogatni, diatomavizsgálatokban vett részt. Doktori képzése során több hónapot töltött a Szovjetunióban majd Angliában és Amerikában, ahol orosz, angol és francia nyelvtudását fejlesztette tovább. A diatomakutatások kapcsán több nemzetközi konferencián is részt vett ahol előadásokat is tartott. Gyakorlatias életszemlélete az alkalmazott földtan felé irányította figyelmét. A diatomakutatással azonban nem hagyott föl, szabadidejét is feláldozva több régészeti és az utóbbi időben meg több biológiai kutatási megkeresésnek tett eleget. Doktori disszertációjának védésére sajnálatos módon nem került sor.

1981-től a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat (FTV) Mérnökgeológiai Irodáján, az Építésföldtani osztályon helyezkedett el. Scheuer Gyula és Szentirmai Lászlóné irányítása mellett építésföldtani, építéshidrológiai, építésföldtani térképezési feladatok mellett a hazai felszínmozgásos területeken a magaspartok állékonyságát is vizsgálta. A „Pince-program" keretében szinte valamennyi érintett település pincéinek, üregeinek felmérésében részt vett, kiemelkedően ezek közül Szentendre, Eger és Noszvaj. A pincerendszerek felmérését akár hétvégenként is végezte a munka- és privát idejének átcsoportosításával.

1992-től a Közép-Duna-völgyi Vízügyi Igazgatóságon folytatta szakmai tevékenységét, ahol vízföldtani, vízbázisvédelmi feladatokban vett részt (Szentendre déli vízbázis védőterület kijelölése, Tésa-Perőcsény, Perbál, Pilisborosjenő). 2004-től felszín alatti vizekkel foglalkozó csoport vezetője. 2009-től a vízbázisvédelem és a felszín alatti vizek mennyiségi és minőségi védelem területi munkáit szakmai referensként végezte, irányította.

Az Európai Uniós csatlakozás során Hollandiában kéthónapos továbbképzésen, valamint számos, a felszín alatti vizeket érintő nemzetközi programon vett részt (Görögország), a Soros Alapítvány segítségével Finnországban, az Egyesült Államokban és Angliában volt ösztöndíjas.

Zsókának kiváló memóriája volt, sokat járt terepre, nagy helyismerettel rendelkezett, visszaemlékezett apró részletekre is, tárgyalások-megbeszélések apró momentumaira, munkáját lelkiismeretesen végezte, saját elképzelései szerint is vezérelve. Célratörősége, időnként a saját elképzeléseinek keresztülvitele, lobbanékonysága, igazságérzete miatt többször került konfliktushelyzetbe. Kitartását és állóképességét a több hetes árvízi védekezés során is bizonyította.

Szakmai kíváncsisága, érdeklődése széles skálán mozgott. Az 1980-as években MÁFI-ban (FTV-ből is visszajárva) a Filozófiai vitakör aktív tagja, a számítástechnika földtani alkalmazása kezdetektől érdekelte, a rétegtan-kőzettan-őslénytan kapcsolódó szakterületei sosem hagyták hidegen.

Munkája mellett a családjának ügyes-bajos dolgait intézte, családjával és barátaival a természetet járta, kórustag volt. E mellett időt tudott szakítani szakmai kirándulások, programok, évfolyam-találkozók szervezésére is.

Tagja volt a Magyar Hidrológiai Társaságnak, a Magyar Geofizikusok Egyesületének és a Magyarhoni Földtani Társulatnak, ahol 2006-tól a Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály titkári feladatait is ellátta mindenki megelégedésére.

Mondják, hogy színésznek a legszebb halál, ha az a színpadon éri őket. Zsóka életét a földtan nagy színpadán, az Alpokban, Liezen mellett, a Totes Gebirge hegységben, Tressenstein csúcsa alatt vesztette el. E térségbe egy következő tanulmányút előkészítése kapcsán utazott, ismerte a térséget, járt már ott.

Tagtársunk tragikus halála nemcsak családjának, barátainak, évfolyamtársainak, de a szakmának, munkatársainak, a Társulatnak is nagy veszteség. Mindig emlékezni fogunk barátságos, vidám természetére, közvetlenségére.

Szakirodalmi munkássága

KŐVÁRINÉ GULYÁS E. 1986: Evolúció a paleontológia és filozófia tükrében. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

KŐVÁRINÉ GULYÁS, E. 1986: Role of diatoms in the lithic raw material identification. — *International conference on prehistoric flint mining and lithic raw material identification in the Carpathian Basin. Sümeg, Budapest, KMI Rota.*

KŐVÁRINÉ GULYÁS E. 1987: Kétsoros peremlyukkártyák alkalmazása szakirodalmi feldolgozásnál. — *Általános Földtani Szemle* **22,** 181–190.

PETZ R., SCHEUER Gy., SZENTIRMAI L.-né, SZIGETI P. & KŐVÁRINÉ GULYÁS E. 1988: A pincés települések mérnökgeológiai térképezésének feladatai és problémái. — *Műszaki Tervezés* **28/7–12,** 15–25.

KŐVÁRINÉ GULYÁS, E. 1991: Role of diatoms in the lithic raw material identification. — *International Conference on Archaeometry Research, Veszprém.*

KŐVÁRINÉ GULYÁS E., SAJGÓ Zs. & SCHEUER Gy. 1991: A Gönyű–Nyergesújfalu közötti Duna menti magaspart vízföldtani vizsgálata. — *Hidrológiai Közlöny* **71/5,** 277–286.

KŐVÁRINÉ GULYÁS E. 1991: A társadalmi evolúció és stagnálás okai Kínában. — Az előadás kivonata: filozofia.wplanet.hu/fv_tortenet_1990_1991.doc

PAPP B. & KŐVÁRINÉ GULYÁS E. 1992: Karsztvízszint-változások fitoindikációja az aszófői Séden. — *Hidrológiai Közlöny* **72/5–6,** 361–367.

KOPASZ E. & KŐVÁRINÉ GULYÁS E. 2010: Vízbázisvédelem a vízgyűjtő-gazdálkodási tervezés előtt és után a KDV-KÖVIZIG területén. — *MHT XXVIII. Vándorgyűlés, Sopron.*

PUZDER Tamás

Hírek, ismertetések

142/4, 401–402., Budapest, 2012

Összeállította: PALOTÁS Klára

Események, rendezvények

Földtudományos Forgatag — Interaktív geokiállítás és vásár

2012. november 17–18.
Magyar Földtani és Geofizikai Intézet
1143 Budapest, Stefánia út 14.

November harmadik hétvégéjén került sor a MFT Földtudományos Forgatag elnevezésű, a földtudományokat és az ezzel foglalkozó intézményeket népszerűsítő kiállításra. Már az előzetes érdeklődés is reményt keltő volt, de a látogatók 2000 körüli száma minden várakozást felülmúlt.

A kiállítók népes tábora (Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Magyarhoni Földtani Társulat, Bakony–Balaton Geopark, Bükki Nemzeti Park, Duna–Ipoly Nemzeti Park, Elgoscar 2000 Kft., ELTE Ásványtani Tanszék, múzeumok, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Geoproduct Kft., Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, Magyar Olaj- és Gázipari Nyrt., Magyar Természettudományi Múzeum, Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar, Novohrad-Nógrád Geopark, Vidékfejlesztési Minisztérium Nemzeti Parki és Tájvédelmi Főosztály) biztosította a rendezvény sokszínűségét, azt, hogy mindenki megtalálja a számára legizgalmasabb eseményt.

Az ismeretterjesztő előadások csalogató címei rengeteg érdeklődőt vonzottak, emiatt az előadásokat duplán kellett megtartani. Az előadók (VADÁSZ Gergely, ŐSI Attila, KERCSMÁR Zsolt, HARANGI Szabolcs és WESZTERGOM Viktor) lelkesen magyaráztak a tömegnek.

Az épületet és a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet kiállításait bemutató sétákat övező rendkívüli érdeklődés miatt azokat is meg kellett duplázni. Vezetőjük PÉTERDI Bálint volt, akinek amúgy erős hangja suttogásig szelídült a nap végére, de a lelkesedést látva ezt egyáltalán nem bánta.

A geojátszóházat a kisebb gyermekek vették birtokba, az általuk készített díszeket, hasonlóan a kiállítóstandokon kapott kisebb ajándékokhoz, emlékül hazavihették.

A Forgatag sikere azt igazolja, hogy ilyen jellegű rendezvényekre a földtudományok iránti érdeklődés miatt van igény, érdemes rendszeresen hasonló kiállításokat szervezni.

PALOTÁS Klára

Az Európai és Globális Geopark Hálózat tagja lett a Bakony–Balaton Geopark

„A megszelídült vulkánok és dinoszauruszok földje” nemzetközi összehasonlításban is páratlanul gazdag földtani örökségét, aktív geoturisztikai tevékenységét ismerték el

A portugáliai Aroucában megrendezett 11. Európai Geopark Konferencián a projektgazda Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatóság (BfNPI) delegációja 2012. szeptember 20-án este átvette az Európai Geopark Hálózat (EGN) és az UNESCO által támogatott Globális Geopark Hálózat (GGN) teljes jogú tagságáról szóló okleveleket. A magas rangú elismerést az UNESCO részéről Patrick MCKEEVER, az EGN részéről Nikolaos ZOUROS elnök és Andreas SCHÜLLER alelnök adta át PUSKÁS Zoltán igazgatónak, KORBÉLY Barnabás geopark projekt koordinátornak és KNAUER Anna turisztikai szakreferensnek (utóbbi két szakember nagy sikerű előadást is tartott a rendezvényen). A BfNPI delegációjának kíséretében jelen volt ZOLNAI Mária, a Vidékfejlesztési Minisztérium Környezetügyért felelős Államtitkára titkárságvezetője is.

A konferenciát — amelyre a világ számos országából mintegy 400 résztvevő érkezett — José Manuel BARROSO, az Európai Bizottság elnöke videóüzenetben nyitotta meg, és mások mellett a Bizottság lisszaboni képviseletének nevében beszédet mondott GÖNCZY Katalin is. A Bakony–Balaton Geopark kihirdetésének jelentőségét és presztízsét tovább emeli, hogy az EGN Koordinációs Bizottsága idén összesen hét új pályázat sorsáról döntött, és a hazai nyertesen kívül csupán egy katalán geopark jutott be a tagok közé. Az Európai Geopark Hálózatnak ezzel immár 18 ország területén 52 tagja van. Az EGN tagsággal együtt a Bakony-Balaton Geopark teljes jogú tagja lett az UNESCO által támogatott Globális Geopark Hálózatnak is: e szervezet 27 ország 91 geoparkját tömöríti.

A geoparkokban számos olyan földtani, felszínalaktani értéket találunk, amelyek ritkasága, tudományos, ismeretterjesztési és oktatási jelentősége vagy pusztán szépsége egyaránt kiemelkedő. A Bakony-Balaton Geopark több mint 3100 km^2-es területe igen gazdag ilyen értékekben: elég utalni a Tihanyi-félszigetre, a Bakony vadregényes szurdokvölgyeire, a Tapolcai-medence emblematikus vulkáni tanúhegyeire, a Káli-medence festői kőtengereire, az Úrkúti-őskarszt sajátos sziklavilágára, a felsőörsi Forrás-hegy nemzetközi jelentőségű feltárására, vagy éppen a több száz barlangra, köztük az évente több mint 100 ezer látogatót vonzó Tapolcai-tavasbarlangra. Mindemellett a terület élő természeti értékeinek, kulturális örökségének és hagyományainak védelme és bemutatása is fontos! A „szelíd”, fenntartható jellegű geoturisztikai programokon és szolgáltatásokon keresztül egy geopark a helyi gazdaság fejlődését is szolgálja. Alapvető feladat a földtani örökség jelentőségének tudatosítása a látogatók és a helyben élők körében, a helyi közösségek és szervezetek bevonása. Hazánkban elsőként (és mindmáig egyedüliként) a BfNPI indított sikeres geotúra-vezető tanfolyamokat.

Mivel a geopark irányító szervezete, a Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatóság már évtizedes hagyományokkal rendelkezik a földtani értékek bemutatása terén, a Turisztikai és Oktatási Osztály valamint a projektet gondozó munkatársak jóvoltából a Bakony–Balaton Geopark lakóit és látogatóit sok programlehetőség, felfedeznivaló várja: a terület földtani örökségét élményszerűen bemutató látogatóhelyek, képzett geotúra-vezetők geotúrái, természetismereti túrák, erdei iskolák és tanösvények.

KORBÉLY Barnabás

Személyi hírek

Dr. Dénes György német kitüntetése

A Magyarhoni Földtani Társulatnak több évtizeden át, jelenleg a Tudománytörténeti Szakosztályban jegyzett tagját, a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat tiszteletbeli elnökét, dr. DÉNES Györgyöt a Német Szövetségi Köztársaság elnöke a német–magyar tudományos együttműködésben, a kutatás és az oktatás területén évtizedek óta végzett, kiemelkedően eredményes munkás-

ságáért a Német Szövetségi Köztársaság Érdemrendjének Érdemkereszt a Szalagon rendjelével tüntette ki.

A kitüntetést július 17-én, munkásságát méltatva, ünnepélyes keretek között, hozzátartozói, barátai és kutatótársai jelenlétében rezidenciáján adta át dr. Matei Ion HOFFMANN német nagykövet DÉNES Györgynek.

Szívből gratulálunk!

TÓTH Álmos

Gyászhírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy örökre eltávozott Dr. JUHÁSZ András (1930–2012) tiszteleti tagunk, HUSZÁRNÉ SZABÓ Lívia (1953–2012) és KNAUERNÉ GELLAI Mária (1946–2012) tagtársunk.

Emlékük szívünkben és munkáikban tovább él!

Könyvismertetés

Pavol RYBÁR, Mário MOLOKÁČ, KOVÁCS Zoltán Károly: Felső-magyarországi bányászati útvonal

A könyv szerzői: prof. Pavol RYBÁR és Mário MOLOKÁČ, a Kassai Műszaki Egyetem tanárai és KOVÁCS Zoltán Károly, a Miskolci Egyetem földrajz szakos doktorandusz hallgatója.

A Felső-magyarországi bányavárosok, Rudabánya és Telkibánya (a mai Magyarországon), valamint Gölnicbánya, Igló, Jászó, Rozsnyó és Szomolnok (Szlovákiában).

Ismerjük-e őket kellően? Ismerjük-e helyüket, szerepüket a Magyar Királyság gazdaságában, a bányászatban és a műszaki haladásban egyáltalán? Ezekre a kérdésekre keresi a választ ez a könnyen kezelhető, szép kiállítású, a Milagrossa Kft. kiadásában a debreceni Kapitális Nyomdában előállított 224 oldalas könyvecske.

A könyvből nem csak e városok bányászatát, hanem legértékesebb műemlékeit és azok időnként hányatott sorsát is megismerhetjük.

Bár soha nem tartozott a Felső-magyarországi bányavárosok közé sem Miskolc, sem Kassa, mégis róluk is olvashatunk. Pontosabban: e két város egyetemének bányamérnök-képzéséről egészen a kezdetektől napjainkig.

A könyvet sok szép fotó és több hasznos térkép egészíti ki.

Az Európai Unió Európai Regionális Fejlesztési Alapja által támogatott kiadvány magyar, angol és szlovák nyelvű, kereskedelmi forgalomba nem kerül. Korlátozott számban prof. Pavol RYBÁRNÁL és HARTAI Évánál, a Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézetének docensénél szerezhető be.

A szerzőknek gratulál a szép és hasznos munkához, az olvasót pedig arra buzdítja, hogy mielőbb induljon útnak és keresse fel ezeket a szép történelmi múltú bányavárosokat!

BOHUS Géza

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny 142/4 (2012), 311–402
Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

